

В.Г. ТРИФОНОВ А.С. КАРАХАНЯН

Геодинамика и история цивилизаций



НАУКА

Геодинамика и история цивилизаций
В.Г. ТРИФОНОВ А.С. КАРАХАНЯН

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ



RUSSIAN ACADEMY OF SCIENCES
GEOLOGICAL INSTITUTE

V.G. TRIFONOV A.S. KARAKHANIAN

Geodynamics and the History of Civilization

Transactions, Vol. 553
Founded in 1932

Responsible editor
Academician Yu.G. Leonov



MOSCOW NAUKA 2004

В.Г. ТРИФОНОВ А.С. КАРАХАНЯН

Геодинамика и история цивилизаций

Труды, вып. 553
Основаны в 1932 году

Ответственный редактор
академик Ю.Г. Леонов



МОСКВА НАУКА 2004

Редакционная коллегия:

Ю.Г. Леонов (главный редактор), *М.А. Ахметьев*,
Ю.О. Гаврилов, *Ю.В. Карякин*, *М.А. Семихатов*, *М.Д. Хуторской*

Рецензенты:

академик *Д.В. Рундквист*,
доктор геолого-минералогических наук *М.Д. Хуторской*

Трифонов В.Г.

Геодинамика и история цивилизаций / В.Г. Трифонов, А.С. Караханян; Отв. ред. Ю.Г. Леонов. – М.: Наука, 2004. – 668 с. – (Тр. ГИН РАН; Вып. 553)
ISBN 5-02-032915-0

Человеческое общество, его жизнеобеспечение и развитие образуют сложную систему, в которой взаимодействуют не только социальные, политические, экономические и технологические, но также природные процессы, представленные климатическими изменениями и тектоническими событиями – проявлениями активности разломов и других структурных форм, землетрясениями и извержениями вулканов. Показано воздействие этих природных явлений на становление производящей экономики, развитие первобытных обществ и государств на примерах территории Альпийско-Гималайского орогенического пояса от Греции и Причерноморья до Индии и Центральной Азии. Особое внимание уделено Армянскому нагорью. Приложены каталоги радиоуглеродных дат и сильных землетрясений.

Для геологов, геофизиков, геоэкологов, историков и археологов.

Табл. 12. Ил. 197. Библ. 683 назв.

ТП 2004-I-130

Editorial Board:

Yu.G. Leonov (Editor-in-Chief), *M.A. Akhmetiev*,
Yu.O. Gavrilov, *Yu.V. Kariakin*, *M.A. Semikhatov*, *M.D. Khutorsky*

Reviewers:

D.V. Rundquist, *M.D. Khutorsky*

Trifonov V.G.

Geodynamics and the history of civilization / V.G. Trifonov, A.S. Karakhanian; Ed. by Yu.G. Leonov. – Moscow: Nauka, 2004. – 668 p. – (Transactions of GIN RAS; Vol. 553)
ISBN 5-02-032915-0

Human society, its activity and evolution form a complicated system of interaction of not only social, political, economic and technological processes, but natural ones also. The latter are represented by climatic changes and tectonic phenomena that are manifestations of recent activity of faults and other structural forms as well as earthquakes and volcanic eruptions. The natural events and variations of their parameters influenced into generation of the producing economy, development of primitive societies and states. It is shown in the examples of the Alpine-Himalayan orogenic belt region from Greece and the Black Sea up to India and Central Asia. The Armenian Upland has been studied in details. The catalogs of the radiocarbon data and strong earthquakes are applied.

For neotectonists, environmental geologists, geophysics, historians and archaeologists.

Tables 12. Il. 197. References 683 titles.

ISBN 5-02-032915-0

© Российская академия наук и издательство
«Наука». Труды ГИН РАН (разработка,
оформление), 1932 (год основания), 2004
© В.Г. Трифонов, А.С. Караханян, 2004

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ (В.Г. Трифонов)	13
---------------------------------------	----

Часть I

ПРИРОДНЫЕ ПРОЦЕССЫ, ВЛИЯЮЩИЕ НА РАЗВИТИЕ ЦИВИЛИЗАЦИЙ

Глава 1

КЛИМАТИЧЕСКИЕ ИЗМЕНЕНИЯ И СВЯЗАННЫЕ С НИМИ КОЛЕБАНИЯ УРОВНЯ МИРОВОГО ОКЕАНА (В.Г. Трифонов)	23
--	----

1.1. Климатические изменения конца плейстоцена и голоцена в Восточной Европе	23
1.2. Климатические изменения конца плейстоцена и голоцена в Восточной Ойкумене и соседних районах	27
1.2.1. Равнинные области Казахстана и Средней Азии	27
1.2.2. Горы Центральной Азии и северо-запад Индостана	31
1.2.3. Кавказ и Иран	35
1.2.4. Восточное Присредиземноморье	40
1.3. Климат и развитие земледельческих культур	45
1.3.1. Общие замечания	45
1.3.2. Палестина, Ливан, Сирия	47
1.3.3. Южная Анатолия	53
1.3.4. Внешний Загрос	56
1.3.5. Северная Месопотамия	57
1.3.6. Раннеземледельческие культуры Восточной Ойкумены вне «Плодородного полумесяца»	59
1.3.7. Влияние климата на последующее развитие земледельческих культур	67
1.4. Изменения уровня мирового океана	69
1.4.1. Обзор изменений уровня моря в голоцене	69
1.4.2. Возникновение шумерской цивилизации и легенда о всемирном потопе в сопоставлении с послеледниковым подъёмом уровня моря	72

Глава 2

АКТИВНАЯ ТЕКТОНИКА	81
2.1. Тектонические зоны и их развитие в новейшее время (В.Г. Трифонов)	81
2.2. Активные разломы Памиро-Гималайского региона и Центральной Азии (В.Г. Три- фонов)	88
2.3. Активные разломы Аравийско-Кавказского региона (В.Г. Трифонов, А.С. Кара- ханян)	109
2.4. Активная тектоника Эгейского региона (В.Г. Трифонов)	141
2.5. Активные разломы как геоэкологический фактор	143
2.5.1. Воздействия активных разломов на среду обитания человека (А.С. Караха- нян, В.Г. Трифонов)	143
2.5.2. Роль активных разломов в становлении раннеземледельческих культур Вос- точной Ойкумены (В.Г. Трифонов)	158

Глава 3

СИЛЬНЫЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ (Е.Р. Сенько, В.Г. Трифонов, А.С. Караханян)	161
3.1. Каталог сильных землетрясений Восточной Ойкумены (Е.Р. Сенько, А.С. Караханян, В.А. Баласанян)	161
3.2. Пространственное и временное распределение сильных землетрясений	170
3.2.1. Постановка задач и методический подход (В.Г. Трифонов)	170
3.2.2. Пространственное распределение сильных землетрясений (Е.Р. Сенько, А.С. Караханян, В.Г. Трифонов)	176
3.2.3. Долговременная ритмичность сильных землетрясений (Е.Р. Сенько, А.С. Караханян, В.Г. Трифонов)	182
3.2.4. Высокочастотные ритмы сильной сейсмичности XX века (Е.Р. Сенько, В.Г. Трифонов)	201
3.3. Воздействия сильных землетрясений на население Восточной Ойкумены (В.Г. Трифонов, А.С. Караханян)	219

Глава 4

ВУЛКАНИЗМ	229
4.1. Проявления голоценового вулканизма в Восточной Ойкумене (В.Г. Трифонов, А.С. Караханян)	229
4.2. Сюникское нагорье Армении (А.С. Караханян, В.Г. Трифонов)	231
4.2.1. Молодые геологические формации и их возраст; археологическое датирование	231
4.2.2. Тектоника Сюникской структуры	240
4.2.3. Соотношения активных разломов и вулканизма	244
4.3. Юго-Западная Сирия (В.Г. Трифонов)	246
4.3.1. Неопределённость местонахождения Содома и Гоморры	247
4.3.2. Голоценовый вулканизм Юго-Западной Сирии	248
4.3.3. Легенда о гибели Содома и Гоморры в сопоставлении с извержением Кра	257
4.4. Великое минойское извержение Санторина (В.Г. Трифонов)	258
4.4.1. Данные об извержении на Фере	258
4.4.2. Проявления извержения и предшествовавшего землетрясения в Эгейском регионе	262
4.4.3. Проблемы датирования извержения	263
4.4.4. Великое Минойское извержение и Эгейский мир	272

Часть II

ВЗАИМОДЕЙСТВИЕ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ И ИСТОРИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ

Глава 5

ВЗАИМОДЕЙСТВИЕ ПРИРОДНЫХ ПРОЦЕССОВ В РАМКАХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ СИСТЕМ И ИХ ВЛИЯНИЕ НА ЖИЗНЬ И ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ ЛЮДЕЙ (В.Г. Трифонов)	278
--	-----

Глава 6

ВОЗДЕЙСТВИЕ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ НА РАЗВИТИЕ ДОИСТОРИЧЕСКИХ КУЛЬТУР И ГОСУДАРСТВЕННЫХ ОБРАЗОВАНИЙ НА ТЕРРИТОРИИ АРМЕНИИ	286
6.1. Историко-археологический очерк (А.С. Караханян, В.Г. Трифонов)	286
6.1.1. Основные вехи исторического развития	305
6.1.2. Археологические особенности юго-восточного Присеванья и района Сициана	286
6.1.3. Историческое развитие на фоне климатических изменений	336
6.1.4. Хозяйственная специализация и проблемы этногенеза	337

6.2. Особенности активного разломообразования на Армянском нагорье	349
6.2.1. Присдвиговые впадины (А.С. Караханян, В.Г. Трифонов)	349
6.2.2. Миндалевидные структуры (А.С. Караханян)	367
6.2.3. Активные разломы – землетрясения – оползни (А.С. Караханян)	374
6.3. Исторический вулканизм Армении	385
6.3.1. Арарат (А.С. Караханян)	385
6.3.2. Вулканы Гегам-Варденинской структуры (А.С. Караханян, В.Г. Трифонов)	390
6.3.3. Общие черты голоценового вулканизма Армянского нагорья (А.С. Караханян)	400
6.4. Происхождение и голоценовая история озера Севан (А.С. Караханян, В.Г. Трифонов)	407
6.5. Активная тектоника и судьба древних столиц Армении (А.С. Караханян)	415

Глава 7

СЛОЖНОЕ ВЗАИМОДЕЙСТВИЕ ПРИРОДНЫХ И СОЦИАЛЬНЫХ ПРОЦЕССОВ НА РАЗНЫХ МАСШТАБНЫХ УРОВНЯХ	420
7.1. Геодинамика и современные колебания уровня Каспийского моря (Т.П. Иванова, В.Г. Трифонов)	420
7.1.1. Позднечетвертичные и современные колебания уровня Каспия (общий обзор)	420
7.1.2. Сейсмотектонические провинции Каспийского региона	426
7.1.3. Сейсмичность Каспийского региона и колебания уровня Каспия	432
7.1.4. Анализ механизмов очагов землетрясений	438
7.1.5. Роль современных тектонических процессов в колебаниях уровня Каспия	441
7.2. Позднеголоценовые колебания уровня Чёрного моря и история Таманского полуострова (В.Г. Трифонов)	445
7.2.1. Позднечетвертичные колебания уровня Чёрного моря	445
7.2.2. История греческой колонизации Чёрного моря	450
7.2.3. Проявления молодой тектонической активности Таманского региона	452
7.2.4. Грязевой вулканизм и палеогеография Таманского полуострова в позднем голоцене	463
7.2.5. Природа фанагорийской регрессии	465
7.3. Роль геодинамических факторов в развитии крупнейших социально-политических кризисов среднего и позднего голоцена (В.Г. Трифонов)	468
7.4. Синхронность климатических и тектонических событий кватерта и её возможные причины (В.Г. Трифонов)	479
7.4.1. Современные короткопериодные вариации	479
7.4.2. Среднепериодные вариации в среднем и позднем голоцене	484
7.4.3. Долгопериодные вариации в плейстоцене	486
7.4.4. Временной предел астрономической регуляции ритмов	487

Глава 8

ЧЕЛОВЕК И ПРИРОДА (В.Г. Трифонов)	490
8.1. Человек в окружающей среде	490
8.2. Проблемы устойчивого развития	497
8.2.1. Биосфера и устойчивое развитие	497
8.2.2. Геодинамика и устойчивое развитие	502
8.3. Особенности России	504
8.3.1. Этапы происхождения славян и русской государственности в контексте тектоно-климатических ритмов среднего и позднего голоцена	504
8.3.2. Особенности проявлений активной тектоники на Восточно-Европейской платформе	510
8.3.3. Геоэкологические проблемы и перспективы устойчивого развития России	515
ЗАКЛЮЧЕНИЕ (В.Г. Трифонов)	521

SUMMARY	526
Introduction	526
Part I	
NATURAL PROCESSES INFLUING DEVELOPMENT OF CIVILIZATIONS	528
Chapter 1. Climatic changes and associated ocean level variations (V.G. Trifonov)	528
1.1. Climatic changes in Eastern Europe in the Late Pleistocene and in Holocene	528
1.2. Climatic changes in the Eastern Oykumena and surrounding areas during the Late Pleistocene and the Holocene	528
1.3. Climate and development of the earliest agriculture	531
1.4. Ocean level changes	534
Chapter 2. Active tectonics	536
2.1. Tectonic zones and their neotectonic evolution (V.G. Trifonov)	536
2.2. Active faults in the Pamir-Himalayan region and Central Asia (V.G. Trifonov)	538
2.3. Active faults in the Arabian-Caucasus region (V.G. Trifonov and A.S. Karakhanian)	538
2.4. Active faults in the Aegean region (V.G. Trifonov)	540
2.5. Active faults as environmental factor (A.S. Karakhanian and V.G. Trifonov)	540
Chapter 3. Strong earthquakes	542
3.1. Catalogue of strong earthquakes in the Eastern Oykumena (E.R. Senko, A.S. Karakhanian and V.A. Balasarian)	542
3.2. Spatial and temporal variations of strong seismicity manifestations (E.R. Senko, A.S. Karakhanian and V.G. Trifonov)	543
3.3. Influence of strong earthquakes into the Eastern Oykumena population (V.G. Trifonov and A.S. Karakhanian)	547
Chapter 4. Volcanism	548
4.1. Manifestations of Holocene volcanism in the Eastern Oykumena (V.G. Trifonov and A.S. Karakhanian)	548
4.2. The Syunik Highland in Armenia (A.S. Karakhanian and V.G. Trifonov)	549
4.3. Southwestern Syria (V.G. Trifonov)	549
4.4. The Great Minoan eruption of the Santorini (V.G. Trifonov)	550
Part II	
INTERACTION OF GEODYNAMIC AND HISTORICAL PROCESSES	552
Chapter 5. Interaction of natural processes within tectonic systems and their influence on human life and activity (V.G. Trifonov)	552
Chapter 6. Influence of geodynamic processes of the development of pre-historical societies and state institutions in Armenia	553
6.1. Historical-archaeological framework (A.S. Karakhanian and V.G. Trifonov)	553
6.2. Features of active faulting in the Armenian Upland (A.S. Karakhanian and V.G. Trifonov)	559
6.3. Historical volcanism in Armenia	560
6.4. Generation and the Holocene history of the Sevan Lake (A.S. Karakhanian and V.G. Trifonov)	561
6.5. Active tectonics and the ancient capitals of Armenia (A.S. Karakhanian)	561
Chapter 7. Complex interaction of natural and social processes at different scales	562
7.1. Geodynamics and contemporary variations of the Caspian Sea level (T.P. Ivanova and V.G. Trifonov)	562
7.2. Late Holocene variations of the Black Sea level and history of the Taman Peninsula (V.G. Trifonov)	563
7.3. Contributions of the geodynamic factors into the largest social-political crises in the Middle and Late Holocene (V.G. Trifonov)	564
7.4. Synchronism of climatic and tectonic events in the Quaternary and its possible sources (V.G. Trifonov)	565

Chapter 8. Human being and the nature (<i>V.G. Trifonov</i>)	565
8.1. Human being in the environment	565
8.2. Problems of sustainable development	566
8.3. Distinct features of Russia	567
Conclusion	568
ПРИЛОЖЕНИЕ 1	
Приводимые в книге новые радиоуглеродные даты (<i>Л.Д. Сулержицкий, В.Г. Трифонов</i>)	569
ПРИЛОЖЕНИЕ 2	
Каталог сильных землетрясений Восточной Ойкумены (<i>Е.Р. Сенько, Г.С. Караханян, В.А. Баласанян</i>)	571
ЛИТЕРАТУРА	636
ПРЕДМЕТНЫЙ УКАЗАТЕЛЬ	661

CONTENTS

INTRODUCTION (<i>V.G. Trifonov</i>)	13
---	----

Part I

NATURAL PROCESSES INFLUENCING DEVELOPMENT OF CIVILIZATIONS

Chapter 1

CLIMATIC CHANGES AND ASSOCIATED OCEAN LEVEL VARIATIONS (<i>V.G. Trifonov</i>)	23
1.1. Climatic changes in Eastern Europe in the Late Pleistocene and in Holocene	23
1.2. Climatic changes in the Eastern Oykumena and surrounding areas during the Late Pleistocene and the Holocene	27
1.2.1. Plains in Kazakhstan and the Middle Asia	27
1.2.2. Mountains in Central Asia and the northwestern Hindustan	31
1.2.3. The Caucasus and Iran	35
1.2.4. The Eastern Mediterranean Region	40
1.3. Climate and development of the earliest agriculture	45
1.3.1. General remarks	45
1.3.2. Palestine, Lebanon and Syria	47
1.3.3. Southern Anatolia	53
1.3.4. The Inner Zagros	56
1.3.5. The Northern Mesopotamia	57
1.3.6. Early agriculture in the Eastern Oykumena beyond the «Fertile Crescent»	59
1.3.7. Climatic effects in the later development of agriculture	67
1.4. Ocean level changes	69
1.4.1. The background of sea level variations in the Holocene	69
1.4.2. Generation of Sumerian civilization and the legend about the Deluge in correlation with the postglacial rise of sea level	72

Chapter 2

ACTIVE TECTONICS	81
2.1. Tectonic zones and their neotectonic evolution (<i>V.G. Trifonov</i>)	81
2.2. Active faults in the Pamir-Himalayan region and Central Asia (<i>V.G. Trifonov</i>)	88
2.3. Active faults in the Arabian-Caucasus region (<i>V.G. Trifonov and A.S. Karakhanian</i>)	109
2.4. Active faults in the Aegean region (<i>V.G. Trifonov</i>)	141
2.5. Active faults as environment (<i>A.S. Karakhanian and V.G. Trifonov</i>)	143
2.5.1. Influence of active faults into the human environment (<i>A.S. Karakhanian and V.G. Trifonov</i>)	143
2.5.2. Importance of active faulting for the generation of early agriculture in the Eastern Oykumena (<i>V.G. Trifonov</i>)	158

Chapter 3

STRONG EARTHQUAKES	161
3.1. Catalogue of strong earthquakes in the Eastern Oykumena (<i>E.R. Senko, A.S. Karakhanian and V.A. Balasanian</i>)	161

3.2. Spatial and temporal variations of strong seismicity manifestations (<i>E.R. Senko, A.S. Karakhanian and V.G. Trifonov</i>)	170
3.2.1. Tasks and methods of the study (<i>V.G. Trifonov</i>)	170
3.2.2. Spatial distribution of strong seismicity (<i>E.R. Senko, A.S. Karakhanian and V.G. Trifonov</i>)	176
3.2.3. Long-term variations of strong seismicity (<i>E.R. Senko, A.S. Karakhanian and V.G. Trifonov</i>)	182
3.2.4. Frequent variations of strong seismicity during the 20th century (<i>E.R. Senko and V.G. Trifonov</i>)	201
3.3. Influence of strong earthquakes into the Eastern Oykumena population (<i>V.G. Trifonov and A.S. Karakhanian</i>)	219

Chapter 4

VOLCANISM	229
4.1. Manifestations of Holocene volcanism in the Eastern Oykumena (<i>V.G. Trifonov and A.S. Karakhanian</i>)	229
4.2. The Syunik Highland in Armenia (<i>A.S. Karakhanian and V.G. Trifonov</i>)	231
4.2.1. Young geological formations and their age; archaeological dating	231
4.2.2. Tectonics of the Syunik structure	240
4.2.3. Relationship of active faults and volcanism	244
4.3. Southwestern Syria (<i>V.G. Trifonov</i>)	246
4.3.1. Location of Sodom and Gomorrah	247
4.3.2. Holocene volcanism of the southwestern Syria	248
4.3.3. Correlation between the legend about destruction of Sodom and Gomorrah and the eruption of Kra	257
4.4. The Great Minoan eruption of the Santorini (<i>V.G. Trifonov</i>)	258
4.4.1. Data on the Thera eruption	258
4.4.2. Indications of the eruption and the preceding earthquake in the Aegean region	262
4.4.3. Eruption dating problems	263
4.4.4. The Great Minoan eruption and the Aegean World	272

Part II

INTERACTION OF GEODYNAMIC AND HISTORICAL PROCESSES

Chapter 5

INTERACTION OF NATURAL PROCESSES WITHIN TECTONIC SYSTEMS AND THEIR INFLUENCE ON HUMAN LIFE AND ACTIVITY (<i>V.G. Trifonov</i>)	278
---	-----

Chapter 6

INFLUENCE OF GEODYNAMIC PROCESSES ON THE DEVELOPMENT OF PRE-HISTORICAL SOCIETIES AND STATE INSTITUTIONS IN ARMENIA	286
6.1. Historical-archaeological framework (<i>A.S. Karakhanian and V.G. Trifonov</i>)	286
6.1.1. Main historical data	286
6.1.2. Archaeological features of the southeastern Sevan region and the Sissian area	305
6.1.3. Historical development and climatic changes	336
6.1.4. Economic changes and problems of ethnogenesis	337
6.2. Features of active faulting in the Armenian Upland (<i>A.S. Karakhanian and V.G. Trifonov</i>) ...	349
6.2.1. Basins in strike-slip fault zones (<i>A.S. Karakhanian and V.G. Trifonov</i>)	349
6.2.2. Almond-shaped structures (<i>A.S. Karakhanian</i>)	367
6.2.3. Active faults – earthquakes – landslides (<i>A.S. Karakhanian</i>)	374
6.3. Historical volcanism in Armenia	385
6.3.1. Ararat (<i>A.S. Karakhanian</i>)	385
6.3.2. Volcanoes in the Gegham-Vardenis structure (<i>A.S. Karakhanian and V.G. Trifonov</i>)	390
6.3.3. General features of the Holocene volcanism in the Armenian Upland (<i>A.S. Karakhanian</i>)	400

6.4. Generation and the Holocene history of the Sevan Lake (<i>A.S. Karakhanian and V.G. Trifonov</i>)	407
6.5. Active tectonics and the ancient capitals of Armenia (<i>A.S. Karakhanian</i>)	415

Chapter 7

COMPLEX INTERACTION OF NATURAL AND SOCIAL PROCESSES AT DIFFERENT SCALES	420
7.1. Geodynamics and contemporary variations of the Caspian Sea level (<i>T.P. Ivanova and V.G. Trifonov</i>)	420
7.1.1. Late Quaternary and contemporary variations of the Caspian level (general review)	420
7.1.2. Seismotectonic provinces of the Caspian region	426
7.1.3. Seismicity in the Caspian region and the Caspian level fluctuations	432
7.1.4. Analysis of focal mechanisms	438
7.1.5. Contribution of recent tectonic processes into the Caspian level fluctuations	441
7.2. Late Holocene variations of the Black Sea level and history of the Taman Peninsula (<i>V.G. Trifonov</i>)	445
7.2.1. Late Quaternary variations of the Black Sea level	445
7.2.2. History of the Greek colonization of the Black Sea	450
7.2.3. Manifestation of neotectonic activity in the Taman region	452
7.2.4. Mud volcanism and paleogeography of the Taman Peninsula in the Late Holocene ...	463
7.2.5. Sources of the Phanagorian regression	465
7.3. Contributions of the geodynamic factors into the largest social-political crises in the Middle and Late Holocene (<i>V.G. Trifonov</i>)	468
7.4. Synchronism of climatic and tectonic events in the Quaternary and its possible sources (<i>V.G. Trifonov</i>)	479
7.4.1. Contemporary short-period variations	479
7.4.2. Mid-period variations in the Middle and Late Holocene	484
7.4.3. Long-period variations in the Pleistocene	486
7.4.4. Limitation of the astronomic regulation of the variations	487

Chapter 8

HUMAN BEING AND THE NATURE (<i>V.G. Trifonov</i>)	490
8.1. Human being in the environment	490
8.2. Problems of sustainable development	497
8.2.1. Biosphere and the sustainable development	497
8.2.2. Geodynamics and sustainable development	502
8.3. Distinct features of Russia	504
8.3.1. Stages in the generation of Slavdom and development of the Russian state in correlation with tectonic and climate variations in the Middle and Late Holocene	504
8.3.2. Features of active tectonic manifestations in the East European platform	510
8.3.3. Geo-ecological problems and perspectives of sustainable development in Russia	515
CONCLUSION	521
SUMMARY	526
APPENDIX 1	
New radiocarbon data represented in the book (<i>L.D. Sulezhitsky, V.G. Trifonov</i>)	569
APPENDIX 2	
Catalog of strong earthquakes in the Eastern Oykumena (<i>E.R. Senko, A.S. Karahanian and V.A. Balasarian</i>)	571
BIBLIOGRAPHY	636
SUBJECT INDEX	661

ВВЕДЕНИЕ

В последние годы широкий научный и общественный интерес вызывают проблемы экологии человека – среды его обитания и взаимоотношений человека с ней. Значительную часть этого круга проблем занимает геоэкология – часть экологии, исследующая взаимодействие человека с геолого-географическими аспектами окружающей среды. Человек может существовать в узких рамках природной среды (температуры, давления, химического состава воздуха, воды и пищи) и весьма чувствителен к их изменениям, а также механическим воздействиям и изменениям некоторых геофизических полей. Геоэкологическая обстановка существования человечества складывается из фоновых природных условий (к которым мы приспособились и привыкли) и их изменений. Последние могут быть результатом как естественных вариаций природной среды, так и наших воздействий на неё, а часто комбинаций того и другого. Изменения параметров среды могут влиять на человека как непосредственно, так и косвенно: через изменения объектов его социальной и хозяйственной деятельности (сооружения, растительный и животный мир, в том числе окультуренный, почва, вода и т.п.). Именно такие воздействия мы имеем в виду, когда говорим об ухудшении экологической обстановки (или попросту экологии) или её улучшении в рамках ноосферной концепции.

Осознание связей человека и окружающей среды и увеличение в последние десятилетия нашего воздействия на природу привели к тому, что экологические и, в частности, геоэкологические проблемы стали объектами первоочередных научных исследований [Наше общее будущее..., 1989; Реймерс, 1994; Горшков, 1995; Кондратьев, Романюк, 1996; Данилов-Данильян, Лосев, 2000; Лосев, 2001] и предметом повышенного внимания со стороны хозяйственной, местной и государственной администрации в России и многих других странах. Большинство современных публикаций и обсуждений геоэкологических проблем посвящено отрицательным воздействиям социально-хозяйственной деятельности на среду обитания и обратным воздействиям преобразованной таким образом среды на человека. Отдавая должное этим аспектам, мы вынуждены заметить, что нередкая переоценка подобных воздействий, так же как господствовавшая в прежние годы стратегия крупномасштабной переделки природы – проявления антропоцентризма.

Гораздо меньше уделялось и уделяется внимания исследованию и оценке воздействий на жизнедеятельность собственно природных процессов, особенно тех, которые прямо или косвенно связаны с эндогенной активностью Земли. В дальнейшем такие процессы и воздействия будем называть *геодинамическими*. Среди них объектами серьёзных исследований и защитных мероприятий, осуществляемых на разных уровнях вплоть до государственных и международных, стали лишь кратковременные катастрофические природные воздействия – землетрясения, цунами, оползни, наводнения и т.п. Но другие аспекты совре-

менных геодинамических процессов, проявляющиеся не столь очевидно, но длительно, их взаимодействие и интегральные воздействия на человека недооцениваются как геоэкологические факторы и изучены гораздо хуже. В связи с этим уточним прежде всего само понятие природной катастрофы.

Природная катастрофа – это сильное отрицательное воздействие тех или иных природных явлений или их сочетаний на жизнедеятельность людей в определённой социально-экономической ситуации. Последнее в значительной мере определяет масштаб катастрофы и её последствия. Рассмотрим в этом аспекте несколько сильнейших землетрясений последнего времени. Гоби-Алтайское землетрясение 1957 г. в Монголии (магнитуда 8) было самым сильным из всех рассматриваемых, но не привело к серьёзным социально-экономическим изменениям, поскольку произошло в крайне слабо населённом районе.

Ашхабадское землетрясение 1948 г. в Туркмении было слабее (магнитуда 7,4), но вызвало огромные (до 35 тыс. человек в г. Ашхабаде и до 10 тыс. в других населённых пунктах [Кадыров, 1990]) потери и почти полное (на 80%) разрушение Ашхабада, поскольку центральная часть плейстосейстовой области охватила Ашхабад и его густонаселённые пригороды, где в те годы опыт антисейсмического строительства был минимальным. Вместе с тем, несмотря на послевоенные трудности, разрушения были достаточно быстро ликвидированы объединёнными усилиями огромной и централизованно управляемой страны, какой был тогда СССР.

Спитакское землетрясение 1988 г. в Армении было ещё слабее (магнитуда 7). Соответственно потери были меньше (около 25 000 человек), но разрушения немногим уступали ашхабадским. Если в случае Ашхабадского землетрясения они были обусловлены почти полным отсутствием антисейсмического строительства, то в случае Спитакского землетрясения его необходимость признавалась, но была реализована лишь для ограниченной части строений на фоне общей некачественности строительства. Последствия землетрясения, несмотря на международную помощь, не ликвидированы до сих пор из-за экономических трудностей в посткоммунистической Армении и блокады, вызванной Карабахским конфликтом.

Сан-Францисское землетрясение 1989 г., немногим менее сильное, чем Спитакское, почти не сопровождалось человеческими жертвами, а разрушений было существенно меньше, чем в районе Спитака. Это связано и с обучением населения поведению в критической ситуации, и с разумным, учитывающим возможные сейсмические воздействия, выбором мест массовой застройки, и с высоким качеством антисейсмического строительства.

Для выработки стратегии поведения общества в ожидании природных катастроф важна их классификация. Катастрофы классифицируются: по масштабу поражения; по генезису (на погодно-климатические, эндогенно-геологические и экзогенно-геологические); по длительности развития (скрытые, явные и условно-мгновенные); по повторяемости (от условно неповторяющихся и повторяющихся редко и не регулярно до повторяющихся с регулярной периодичностью). Такие скрытые природные катастрофы, как оледенения, трансгрессии-регрессии, опустынивание, заболачивание, облесение, эрозия, абразия, плавные тектонические движения, развиваются медленно и становятся заметными через десятки и сотни лет. Требуются некие критические эпизоды – наложение более частых флуктуаций природных явлений (например, наложение засушливого сезона на длительно развивающуюся аридизацию), чтобы подобная скрытая катастрофа стала очевидной. Таких же или больших интервалов времени требует установление периодичности сейсмических процессов в активных зонах (сейсмо-

тектонических циклов), т.е. средней повторяемости катастрофических событий или эпох частых сильных землетрясений.

Наличие скрытых катастроф и важность оценки закономерностей повторяемости катастрофических явлений обязывает рассматривать геоэкологические проблемы в историческом аспекте. Без этого нельзя понять роль геоэкологических факторов в современной жизни и делать какие-либо прогнозы в этой области. Однако необходимость исторического подхода определяется не только особенностями катастрофических природных явлений. Вариации геодинамических параметров среды оказывали на жизнь людей не только отрицательные, но и положительные воздействия. Осознать их значение можно опять-таки лишь в исторической ретроспективе.

Цель предлагаемой работы – показать роль геодинамических процессов в событиях человеческой истории. Разумеется, не ставится задача систематического обзора всей истории. Это непосильный труд, для которого к тому же пока нет и достаточного сравнительного геодинамического материала. Поэтому мы ограничили предмет исследований в пространстве и во времени. Рассматривается территория, называвшаяся в древности *Восточной Ойкуменой* (от Греции и Египта на западе до Средней Азии и Западной Индии на востоке), где выявлены древнейшие свидетельства производящей экономики, городов и государств, а современные и недавние проявления геодинамических процессов весьма выразительны и сравнительно хорошо изучены (в числе других учёных и авторами лично). Конец плейстоцена и голоцен (последние 40 тыс. лет или несколько больше) были временем возникновения *Homo sapiens*, становления и развития человечества. Этот интервал и выбран нами для исследования, причём основное внимание по причинам, изложенным ниже, уделено событиям голоцена. Но даже при таких пространственных и хронологических рамках мы ещё более ограничиваем круг исторических сопоставлений лишь некоторыми событиями, имевшими важное значение в становлении и развитии цивилизаций или, по крайней мере, оставившими глубокий след в памяти человечества.

В книге рассматриваются воздействия на жизнедеятельность людей следующих групп процессов и их последствий, прямо или косвенно связанных с современной геодинамикой. Это активная тектоника и, в частности, движения по разломам, проявляющиеся как в смещениях и преобразовании земной поверхности, так и в распределении геохимических аномалий и источников подземных вод; сильные землетрясения и извержения вулканов; изменения климата. С ними связано большинство экзогенных геологических явлений.

Термин «активная тектоника» был введён [Active tectonics, 1986] по аналогии с ранее утвердившимся термином «активный разлом» для обозначения тектонических проявлений, имеющих место сейчас или ожидаемых в ближайшем будущем. Из-за неравномерности проявлений тектонических движений необходимо исследовать некий максимально приближенный к современности временной интервал развития структуры и, в частности, разлома, чтобы оценить параметры их активности. Разные исследователи принимают разную длительность этого интервала: от голоцена [Allen, 1975] до примерно 400 тыс. лет [Nikonov, 1995]. На основе исследований, специально выполненных на западе США и в Альпийско-Гималайском поясе, мы пришли к выводу, что в подвижных поясах необходимым и достаточным интервалом времени является поздний плейстоцен–голоцен, т.е. последние 100÷150 тыс. лет [Трифонов, 1983]. В слабо подвижных и, в частности, платформенных областях, где проявления активности редки и малы по амплитудам, для оценки активности приходится включать в ис-

следуемый интервал и средний плейстоцен, т.е. принимать его в объеме последних 700 тыс. лет [Трифонов и др., 1993].

Предлагалось сохранить термин «активный разлом» лишь для нарушений с признаками современных движений, а разломы с более ранними, голоценовыми и плейстоценовыми, проявлениями активности называть потенциально активными (*сарable faults*). Мы, однако, при составлении Карты активных разломов Мира (Проект II-2 Международной программы «Литосфера») предпочли пойти по другому пути. Посчитав все указанные разломы в разной степени активными, мы разделили их по возрасту последних зафиксированных движений на три группы: с проявлениями современных (по инструментальным данным) и исторических подвижек; с выявленными голоцен-позднеплейстоценовыми перемещениями; с установленными среднеплейстоценовыми подвижками [Trifonov, Machette, 1993; Trifonov, 1996, 1997, 2000]. Такое понимание терминов «активный разлом» и «активная тектоника» используется в дальнейшем описании с одной лишь оговоркой: речь пойдет преимущественно о позднеплейстоцен-голоценовых тектонических нарушениях, поскольку большая часть рассматриваемого региона находится в подвижном Альпийско-Гималайском поясе или сфере его геодинамического воздействия. Что же касается сейсмичности, включая её палео- и археопроявления, то сам характер материала не даёт возможности выйти в большинстве регионов за пределы среднего и позднего голоцена.

Граница позднего плейстоцена и голоцена принимается нами на рубеже 10 000 лет. Согласно М.И. Нейштадту [1985], схема которого основана на подразделении А. Блитта и Р. Сернандера, голоцен подразделяется на ранний, средний и поздний. Их границы проводятся на рубежах 8–7,7 тыс. лет назад (начало VI тысячелетия до н.э.) и 2,5 тыс. лет назад (середина I тысячелетия до н.э.). Ранний голоцен соответствует бореальному климатическому периоду. Средний голоцен вмещает атлантический и суббореальный периоды, граница которых – 5–4,6 тыс. лет (первая половина III тысячелетия до н.э.). Поздний голоцен отвечает субатлантическому периоду. Выделяемый М.И. Нейштадтом древний голоцен (12–10 тыс. лет назад) мы относим к концу позднего плейстоцена, называя его позднеледниковой эпохой.

Рассмотрение климатических изменений в ряду геодинамических явлений требует пояснения. Многие исследователи связывают крупнейшие климатические вариации с изменением интенсивности солнечной радиации, а более частные – с изменениями угла наклона оси вращения Земли к плоскости эклиптики. Соглашаясь с воздействием этих астрономических факторов, отметим вместе с тем следующее.

Плиоцен-четвертичное время, характеризующееся оледенениями, выделяется, подобно другим геократическим эпохам (пермь, ранний девон, самый поздний докембрий), обилием гор и минимумом трансгрессий, лишь отчасти обусловленным концентрацией воды в ледниках. Геократизм, определяемый эндогенными тектоническими процессами [Трифонов, 1990(а)], увеличивает теплоотдачу планеты и контрастность климатической зональности, влияя на испарение, направление и влагонасыщенность воздушных потоков. При обилии гор и высоким стоянии материков возрастает интенсивность эрозии и соответственно выветривания, которое потребляет CO_2 , снижая тем самым парниковый эффект и температуру поверхности в глобальном масштабе.

Следует иметь в виду также возрастание при глобальной регрессии доли субаэральных вулканических извержений. Эксплозивные субаэральные извержения влияют на погоду, а эпохи их усиления – на климат, что связано с выбросом в атмосферу CO_2 и пепла. Первое повышает парниковый эффект, а второе

уменьшает достигающее поверхности солнечное излучение. По-видимому, выбросы пепла оказывают больший эффект, поскольку после сильнейших исторических взрывных извержений в течение одного-двух лет отмечалось глобальное охлаждение погоды, а стадии усиления взрывного вулканизма на Камчатке совпадают, по данным И.В. Мелекесцева [1980], с ледниковыми эпохами. Наконец, по данным В.А. Красиловой [1997], в условиях регрессий и контрастной климатической зональности возрастает объём биомассы (за счёт как возрастания площади континентов и большей плотности континентальной биомассы по сравнению с океанической, так и её концентрации в зоне тропических лесов). Это также снижает содержание CO_2 в атмосфере.

Всё сказанное даёт основание рассматривать климатические изменения в ряду современных геодинамических процессов. Вместе с тем прямые воздействия геодинамических процессов на изменения климата в течение голоцена редки и не являются определяющими. Между ними и вариациями климата не обнаруживается генетической связи. Но, как показано в разделе 7.4, корреляция между двумя этими группами явлений существует и может быть следствием парагенетической связи, определяемой воздействием на обе группы параметров орбиты вращения Земли и некоторых астрономических факторов.

В предлагаемой книге рассматриваются воздействия перечисленных природных процессов на систему жизнеобеспечения и развитие общества. В связи с этим требует комментариев применение нами термина «цивилизация» и подход к использованию исторического и археологического материала.

Термин «цивилизация» используется в литературе двояко [Сравнительное изучение..., 1999]. В общем смысле, он применяется для выделения стадии развития общества, противопоставляемой предшествующей стадии первобытной культуры, или дикости. Стадию цивилизации характеризуют сравнительно высокая степень политической (государство) и общественной (урбанизация и иерархия поселений) организации общества, разделение труда, наличие коммуникаций и прежде всего письменности. Цивилизация опирается на производящую экономику, которая складывается раньше других её атрибутов и является их обязательной предпосылкой. Поскольку в рассматриваемом нами регионе производящая экономика зародилась в начале голоцена, именно голоценовые природные и общественные события явились главным предметом нашего исследования.

В более узком смысле цивилизация понимается как «социокультурная общность, формируемая на основе универсальных, т.е. сверхлокальных ценностей, получающих выражение в мировых религиях, системах морали, права, искусства» [Сравнительное изучение..., 1999. С. 25]. Цивилизации в таком понимании различаются не только культурой, но отчасти также общественными и, в частности, производственными отношениями – формами общественной жизни, организации производства, степенью зависимости индивидуума от общества и государства. Они могут быть сверхгосударственными (западноевропейская цивилизация, позднее ставшая западноевропейско-североамериканской) или моногосударственной, где одно государство резко превалирует (римско-эллинская и китайская цивилизации на некоторых этапах развития). Именно такое понимание цивилизации вошло в заголовок книги. Происходящая сейчас глобализация экономики и коммуникационных систем сближает цивилизации и нивелирует их различия. Однако о полном сглаживании и переходе к единой глобальной цивилизации говорить преждевременно. В недооценке современных различий цивилизаций кроется, как представляется, источник некоторых серьёзных геополитических расчётов.

Среди историков бытуют, нередко сочетаясь, два подхода к интерпретации исторических событий: формационный и циклический. Как справедливо отметил В.М. Массон [1998], «в формационном подходе имеются как позитивные, так и негативные аспекты. В той форме прямолинейной политизации, в которой этот подход утверждался в отечественной науке, наиболее негативное значение имела прямолинейная догматизированная приверженность эволюционизму и убогая ограниченность понятийной сетки». Вместе с тем общая направленность смены формаций и то внимание, какое уделяли классики марксизма производственной базе и социально-экономическим процессам, бесспорно сохраняют своё значение в оценке событий исторического развития.

Сторонники циклического подхода, применявшие его к развитию как цивилизаций [Шленглер, 1998; Тойнби, 1991], так и отдельных этносов на разных стадиях их культурной организации [Гумилев, 1990(а, б)], отмечали в эволюции этих сообществ стадии подъёма, расцвета, зрелости и старения, неизменно приводившего к деградации. При сравнении разных цивилизаций и этносов обнаружилась сходная продолжительность циклов такого развития и его стадий. В аспектах, обсуждаемых в предлагаемой книге, особенно интересны замечания Л.Н. Гумилева [1990(б), 1998], связывавшего цикличность развития этносов с количеством и ролью активных членов сообщества («пассионариев») и предполагавшего, что их массовое появление на стадии зарождения этноса могло определяться генетическими причинами, обусловленными некими природными изменениями; подчеркивалось, что новые этносы формировались в зонах природных, этнических и культурно-экономических контрастов.

Реальная картина исторического развития сложнее двух обсуждаемых моделей. С одной стороны, в смене формаций выявлены локальные выпадения, а многообразие проявлений общественной жизни порой делает отнесение того или иного сообщества к определённой формации весьма условным. С другой стороны, развитие этноса нередко прерывалось или существенно усложнялось воздействием соседей, а заключительная («мемориальная») фаза могла надолго затянуться и ознаменоваться важными историческими деяниями. Тем не менее, на фоне формационных изменений «в конкретной истории периоды прогрессивного развития зачастую сменялись упадком, стагнацией и даже деградацией, что... позволяет говорить о своего рода ритмах культурогенеза» [Массон, 1998].

Мы воспользовались историческими категориями В.М. Массона [1999], который выделил три принципиальных скачка в развитии человечества. Первый такой скачок – само становление *Homo sapiens*, сопровождавшееся позднепалеолитическим развитием каменной индустрии, появлением жилищ, одежды и предметов искусства. Вторым скачком была «неолитическая революция» – возникновение производящей экономики. Она привела к формированию ранних комплексных обществ с признаками зарождающегося социального и имущественного расслоения. Его археологически определяемыми показателями являются иерархия поселений с дифференциацией строений, монументальные культовые сооружения или богатые гробницы, свидетельствующие о выделении вождей или знати, развитие специализированных ремёсел и обмена или торговли на дальние расстояния. Третьим скачком было появление первых государственных образований, объединяемых в цивилизации, которые в конечном счёте сформировали те основные черты общественной жизни и социальной организации, которые присущи человечеству по сей день. Главные внешние признаки возникновения цивилизации – монументальная архитектура, города и письменность.

Важнейший аспект исследования взаимодействия природных и исторических событий – определение их возраста. До недавнего времени датирование археологических объектов и культур второй половины голоцена (и их сопоставление с природными явлениями) основывалось на корреляции с двумя регионами, где существовала сохранившаяся в источниках хронология правителей – Египтом и Месопотамией. По существу, такое сопоставление сходно со стратиграфической корреляцией и фациальным анализом, применяемыми в геологии, причём в роли «руководящих ископаемых» выступают импортные артефакты и иные признаки взаимодействия изучаемой культуры с соседними. И так же, как при сопоставлении «руководящих ископаемых», возможность ошибки заключается в длительности распространения тех или иных культурных элементов от их очага. С удалением от областей хронологически привязанных культур ошибка может нарастать. Что же касается самих хронологий Египта и Месопотамии, то в их интерпретации также существуют разночтения, из-за которых разные исследователи придерживаются либо их «высоких», либо «низких» вариантов, различающихся на древнейших зафиксированных рубежах на многие десятки лет [Заблоцка, 1989].

Прорывом в определении возраста позднечетвертичных природных и археологических объектов было появление «абсолютных» методов датирования – радиоуглеродного, уран-иониевого, термолюминисцентного и лихенометрического. Среди них наибольшее распространение получил радиоуглеродный метод, основанный на отношении неустойчивого изотопа ^{14}C к обычному углероду ^{12}C . Этим методом можно определять возраст деревянных предметов, древесного угля, костей, раковин и любых природных образований, содержащих органическое вещество. Метод уверенно «работает» в интервале времени до первых десятков тысяч лет, т.е. вполне применим к интересующим нас объектам конца плейстоцена и голоцена.

При использовании метода применительно к археологическим объектам датируются реликты деревянных конструкций и предметов, следы пожаров, культурные и почвенные слои, содержащие артефакты или элементы конструкций, а также подстилающие и перекрывающие их. При радиоуглеродном датировании геодинамического события, например, сейсмогенной подвижки по разлому, образования оползня, лавового потока или линзы туфа (извержения вулкана) определяется возраст слоёв, сформировавшихся непосредственно до и после события. К первым относятся самые молодые образования, участвующие в смещении или перекрытые возникшим оползневым или вулканическим телом, а ко вторым – древнейшие образования, возникшие после события и в связи с ним, например, отложения в новообразованной или активизированной приразломной или вулканической впадине. Датироваемых образований, непосредственно синхронных геодинамическому событию, немного. К их числу принадлежат коллювиальные клинья, возникающие на разломных уступах при сильных землетрясениях, а также следы пожаров, если их связь с сейсмическим или вулканическим событием несомненна.

Однако указанная простая схема содержит ряд осложнений, затрудняющих интерпретацию определений. Так, первые радиоуглеродные даты во многих случаях неплохо сходились с прежними археологическими определениями, причём чаще показывали лучшее соответствие определениям, отвечавшим «низкой хронологии». Позднее выяснилось, что сопоставлять изменяющиеся содержания ^{14}C с постоянным (современным) содержанием ^{12}C неверно, поскольку последнее в ледниковую эпоху было ниже, чем сейчас, а затем постепенно изменялось, приблизившись к современным значениям лишь в начале нашей эры. Бы-

ла разработана калибровочная кривая, позволяющая пересчитывать радиоуглеродные определения в календарные даты [Pearson, Stuiver, 1986]. Это привело к систематическому удревнению радиоуглеродных дат, в результате чего они стали лучше соответствовать «высокой хронологии», а в областях, где сопоставление с месопотамско-египетскими эталонами было ненадёжным, возраст археологических культур удревнился. Поскольку на плавный ход калибровочной кривой наложен ряд резких флуктуаций, на таких участках одно и то же радиоуглеродное определение может соответствовать широкому ряду календарных дат, различия между которыми на рубеже около 3500 лет назад превышают 100 лет, а в интервале 6–8 тыс. лет назад достигают нескольких столетий.

Значительные неопределённости в интерпретацию радиоуглеродных определений вносят особенности анализируемого материала. Так, деревянные элементы конструкций могли использоваться несколько десятилетий и даже столетий. Устанавливаемый по ним возраст гибели сооружения (например, в результате пожара, землетрясения или вражеского нашествия) окажется непропорционально удреждённым.

Ещё большие неопределённости возникают при интерпретации возраста почв, участвующих в формировании культурных горизонтов или связанных с геодинамическими событиями. Почвы формируются длительно, отражая изменения природной среды. Не рассматривая здесь причины и характер этих изменений, отметим только, что в современной почве лишь самый верхний дёрновый слой имеет возраст, близкий к современности. Но уже на глубинах до 20 см, где ещё продолжается накопление и преобразование гуминовых кислот, по которым чаще всего и определяется возраст почв, он может превышать тысячу лет [Александровский, 1996; Александровский, Чичагова, 1998]. В палеопочве, погребённой под более молодыми наносами или антропогенными сооружениями, самая верхняя часть, как правило, не сохраняется, и радиоуглеродное определение, полученное даже из кровли сохранившегося почвенного слоя, может быть на несколько сотен и даже более чем на 1000 лет древнее первоначального возраста поверхности почвы, испытавшей геодинамическое или антропогенное преобразование. Это показал А.Л. Александровский [1996] на примере Траянова вала в Прикарпатье. Иначе говоря, такое радиоуглеродное датирование палеопочвы даёт лишь нижний предел возраста археологического или природного объекта.

Сказанное относится и к культурным слоям, содержащим артефакты, которые оказываются как бы вдавленными в почву и перемешанными с ней. Именно этим мы объясняем различия археологического (середина или начало второй половины III тыс. до н.э. по характерной керамике «беденской» стадии куроаракской культуры) и радиоуглеродного (5030 ± 170 лет, что соответствует 3980 ± 3650 гг. до н.э., т.е. первой половине IV тысячелетия) возрастов смещённого разломом слоя в основании канавы возле с. Фиолетово в Ванадзорском районе Армении (см. раздел 6.2).

Что же касается коллювиальных клиньев, то они содержат смешанный обломочный материал, в том числе фрагменты разных слоёв разрушенной палеопочвы с более высокой части склона. Поэтому в той же канаве возле с. Фиолетово выше упомянутого культурного слоя залегают последовательно два сейсмогенных коллювиальных клина с обломками «беденской» керамики и вместе с тем фрагментами почвы, один из которых в нижнем клине имеет калиброванный возраст $5278\text{--}4404$ гг. до н.э., а другой, в верхнем клине – $4710\text{--}3772$ гг. до н.э. [Philip et al., 2002]. Обе даты древнее перекрытой клиньями палеопочвы. Следовательно, датирование коллювиальных клиньев, как и палеопочв, даёт лишь нижний предел возможного возраста события.

Указанные неопределённости радиоуглеродного датирования учитывались нами при оценке возраста археологических культур, исторических и геодинамических событий. Все даты рассчитаны по константе Libby, и их калибровка выполнена по единой программе [Stuiver et al, 1998]. В тексте книги приводятся сами радиоуглеродные определения и рядом, в квадратных скобках, результаты их калибровки σ_1 . Новые даты собраны в Приложении 1.

Главная особенность нашего подхода к исследованию воздействий геодинамики на жизнь общества – *системный анализ связей* проявлений природных процессов между собой и с событиями и процессами истории и современной жизни человечества. В природе и обществе мы имеем дело с системами процессов, которые, взаимодействуя, образуют определённые структуры. Они могут быть элементарными составляющими более крупных систем. В этом смысле системы разноранговы и построены иерархически. С другой стороны, связи между объектами или системами многообразны. Они одновременно являются членами различных более крупных систем, и мы в зависимости от решения конкретной задачи рассматриваем не все связи, а лишь те, которые имеют отношение к данному сложному процессу или явлению. Почти все рассматриваемые ниже явления и структуры являются открытыми диссипативными системами, через границы которых осуществляется обмен энергией и веществом. Системный подход к исследованию влияния геодинамики на человеческие сообщества позволяет избежать «геодинамического» детерминизма.

В соответствии с изложенными задачами и особенностями подхода и построена книга. В первых четырёх главах последовательно рассматриваются позднечетвертичные проявления важнейших геодинамических процессов (изменения климата, активная тектоника, сильные землетрясения и вулканизм) и их воздействия на исторические процессы в Восточной Ойкумене. Четыре последние главы посвящены системному анализу связей геодинамических процессов и исторического развития.

Очерченный круг задач включает изучение, анализ и сопоставление процессов и явлений, обычно рассматриваемых изолированно учёными разных специальностей: геологами, геофизиками, географами, генетиками, археологами и историками. В каждой из этих наук и их разделах есть свои ограничения разрешающей способности методов и соответственно достоверности и точности результатов. Это относится и к оценкам масштабов и значимости тех или иных явлений и в значительной мере к их датировкам. При анализе исторических материалов, будь то первичные источники или их интерпретация, мы сталкиваемся с дополнительными идеологическими и социально-психологическими трудностями, зависящими от национальных традиций и пристрастий. При сопоставлении таких разнородных данных достоверность результатов ещё более понижается. Мы осознавали достаточно высокую вероятность ошибочных заключений и гипотетичность многих получаемых выводов и устанавливаемых соотношений и старались уменьшить возможные ошибки, избегая излишней конкретизации и однозначного истолкования корреляционных связей. Насколько это удалось, судить читателю.

Влияние геодинамических процессов наиболее ярко сказалось на ранних стадиях развития человечества, но продолжило проявляться и в истории цивилизаций. И то, и другое мы попытались показать в предлагаемой книге.

Книга в целом сделана В.Г. Трифоновым и А.С. Караханяном. Разделы 3.1 и 3.2 написаны при ведущем участии Е.Р. Сенько, а раздел 7.1 – Т.П. Ивановой. Каталог сильных землетрясений исследуемого региона (Приложение 2) подго-

товили Е.Р. Сенько, А.С. Караханян, В.Н. Баласанян и В.Г. Трифонов. Авторство отдельных разделов указано в оглавлении.

В получении полевых материалов, изложенных в книге, принимали участие: А. Авагян, О. Азизбекян, А. Багдасарян и Д. Хондкарян (Армения), Р.А. Агамирзоев (Азербайджан), И. Мариолакос, С. Павлидес и А. Чатзипетрос (Греция), Д.М. Бачманов (Иран и Тамань), Ф. Джамали, Т.П. Иванова, А.И. Кожурин, Е.А. Рогожин, М. Хадеми и Х. Хессами (Иран), Ж. Аджемян, Т. Заза и Ю. Эль-Хаир (Сирия), Т.П. Иванова, М.Л. Копп, В.К. Кучай, В.И. Макаров, Л.М. Расцветаев, С.Ф. Скобелев и П.В. Флоренский (Средняя Азия), М.С. Байрактутан, Е. Виттори и Т.П. Иванова (Турция). Полевые экскурсии в Израиле организовали И. Карч и А. Март, а в Китае – проф. Динг Гуою.

Важнейшим вкладом в осуществление работы явились радиоуглеродные определения собранных нами проб, выполненные Л.Д. Сулержицким в Геологическом институте РАН. Уран-иониевое датирование плейстоценовых раковин из Загроса сделал Х.А. Арсланов, а термолюминисцентные определения собранных там же образцов – сотрудники Музея древней истории в Тегеране. Весьма полезными были определения возраста керамики и археологические консультации П. Аветисяна и Р. Бадаляна (Армения) и Н. Салиби (Сирия), а также определения видовой принадлежности ископаемых млекопитающих и их наскальных изображений, сделанные Э.М. Вангенгейм.

Неоценимую помощь авторам оказали консультации и советы Ю.Г. Леонова, В.М. Массона, Е.Е. Милановского, С.Н. Рериха, Д.В. Рундквиста, А.Л. Яншина, Н.Н. Воронцова и Е.А. Ляпуновой, Р.Т. Джрбашяна, А.Е. Додонова, В.И. Жегалло, К.Х. Кушнareвой, Ю.А. Лаврушина, Д.В. Лопатина, К.С. Лосева, А.А. Никонова, С. Стироса, С.К. Татевян, В.И. Уломова, В.Н. Холодова, А.Л. Чепалыги, Н.М. Чумакова и С.С. Шульца мл. Оформить книгу помогли С. Аракелян, Д.М. Бачманов, С.В. Осколкова и Р.В. Трифонов.

Всем перечисленным лицам авторы выражают глубокую признательность.

Часть I

ПРИРОДНЫЕ ПРОЦЕССЫ, ВЛИЯЮЩИЕ НА РАЗВИТИЕ ЦИВИЛИЗАЦИЙ

Глава 1

КЛИМАТИЧЕСКИЕ ИЗМЕНЕНИЯ И СВЯЗАННЫЕ С НИМИ КОЛЕБАНИЯ УРОВНЯ МИРОВОГО ОКЕАНА

В конце плейстоцена и голоцене территория Восточного Средиземноморья, Западной и Центральной Азии испытала сложные и разнонаправленные в разных частях климатические изменения. Они определялись, в первую очередь, возникновением, развитием, деградацией и исчезновением последнего крупного оледенения Земли и связанными с этим изменениями атмосферной циркуляции, уровня моря и морских течений, характера растительности, а позднее расселением и хозяйственной деятельностью человека, проявлявшейся как непосредственно, так и через его воздействия на биосферу. Климатические изменения эпохи последнего оледенения и позднейшего времени наиболее контрастно проявились в ледниковых и перигляциальных областях. Поэтому представляется целесообразным предварить рассмотрение позднечетвертичных климатических изменений в Восточной Ойкумене кратким описанием климатических событий этого времени в ближайшей ледниковой и перигляциальной области Восточной Европы, оказывавших непосредственное воздействие на климат Восточной Ойкумены.

1.1. КЛИМАТИЧЕСКИЕ ИЗМЕНЕНИЯ КОНЦА ПЛЕЙСТОЦЕНА И ГОЛОЦЕНА В ВОСТОЧНОЙ ЕВРОПЕ

Эпохе последнего крупного оледенения Европы, называемого вюрмским, валдайским или висленским, предшествовало микулинское межледниковье. В центре России среднеянварские температуры были выше современных, достигая -3 ± 0 °С, а осадков было больше, чем сейчас, на 100 мм/год [Развитие..., 1993]. Полоса широколиственных лесов распространялась дальше, чем сейчас, как на север, так и на юг. Таяние ледников предшествовавшего, рисского или московского, оледенения вызвало трансгрессии морей, обрамляющих Восточно-Европейскую платформу на севере (бореальная трансгрессия) и на юге (карангатская в Азово-Черноморском бассейне и хазарская в Каспийском).

Эпоху валдайского оледенения традиционно разделяют на три этапа: ранне- и поздневалдайский сильного похолодания и средневалдайский межледникового относительного потепления [Москвитин, 1950]. Продолжительность раннего

валдая – от 90–70 тыс. лет назад до 47–48 тыс. лет, среднего валдая – от 47–48 до 24 тыс. лет и позднего валдая – от 24 до 10 тыс. лет [Чеботарева, Макарычева, 1974; Развитие..., 1993]. Ранневалдайскому оледенению отвечают, как минимум, две стадии похолодания, курголовская и шестихинская, разделённые относительно потеплением, соответствующим брёрупскому межстадиалу Дании. Ряд исследователей [Москвитин, 1950; Заррина, 1971; Раукас, Серебряный, 1970] считали ранневалдайское оледенение более мощным, чем поздневалдайское. Другие исследователи [Вигдорчик и др., 1970; Чеботарева, Макарычева, 1974] обосновывали большую мощность поздневалдайского оледенения, отмечая, что ранневалдайские ледники захватывали в фазы максимального распространения лишь пограничные с Фенноскандией территории, а поздневалдайское оледенение распространялось в максимальную фазу до Валдайской возвышенности, оставив бологовскую конечную морену. Сейчас это признано большинством исследователей, и обычно термин «последнее оледенение» применяют только к поздневалдайскому (осташковскому) этапу.

Что же касается среднего валдая, иногда называемого молого-шекснинским интерстадиалом, то в этот этап на фоне общих относительно холодных и сухих условий выделено не менее семи-восьми фаз относительного потепления и похолодания, различающихся долей таёжных и тундровых ландшафтов. Наиболее значительным было последнее, дунаевское потепление с радиоуглеродными датами от 29 до 25 тыс. лет, примерно соответствующее брянскому интервалу на юге Русской равнины (29–24 тыс. лет назад), денекампу Западной Европы и фармдейлу Северной Америки [Развитие..., 1993]. Но даже в этот интервал климат оставался довольно холодным и сухим, и на значительных пространствах, вероятно, сохранялась многолетняя мерзлота [Чеботарева, Макарычева, 1974]. Независимое доказательство интерстадиального характера этой эпохи привёл А.О. Селиванов [1996] на основе изучения изменений фигуры Земли.

Остаётся дискуссионным вопрос о том, существовало ли в течение среднего валдая ограниченных размеров оледенение на территории Фенноскандии. Поскольку на северном побережье Ботнического залива были вскрыты озёрные фации возрастом 25–24 тыс. лет, можно думать, что по крайней мере в конце интерстадиала ледники, если и существовали, то были весьма ограниченных размеров. И едва ли можно согласиться с Н.С. Чеботаревой [1972; Чеботарева, Макарычева, 1974], что в течение среднего валдая в Фенноскандии накапливались ледники большой, до 2,5 км, мощности, послужившие основой для поздневалдайского оледенения: установленная корреляционная зависимость между средней толщиной и площадью ледников, в том числе и покровных, исключает их столь значительную мощность.

Валдайское похолодание фиксируется в относительном содержании ^{18}O морских вод не столько размерами аномалий, сколько их продолжительностью [Liu Tungsheng, 1996]. На этом фоне поздневалдайское оледенение выделяется как наиболее суровое за весь плейстоцен. Оно началось 24 тыс. лет назад глубоким похолоданием и имело два главных центра: Скандинавский и Новоземельский. Продвижение льдов от этих центров на Русскую равнину не было синхронным: подморенные отложения имеют возраст около 24 тыс. лет в бассейнах Мезени и Печоры и лишь 18–17 тыс. лет в бассейнах Немана и Западной Двины [Развитие..., 1993]. Ледовый язык максимальной фазы на короткое время (не более 4 тыс. лет) достиг Валдая. На Западной Двине, в слоях с радиоуглеродным возрастом 17460 ± 210 лет, зафиксированы зимние (среднеянварские) температуры на $10\text{--}14^\circ$ и летние (среднеиюльские) – на $2\text{--}3^\circ$ ниже, чем сейчас.

Безморозный период был на 1–1,5 месяца короче современного. Граница многолетней мерзлоты спустилась до 49–50° с.ш. Ландшафты перигляциальной области были сходными с современной арктической тундрой при большой сухости климата [Развитие..., 1993].

Различия климатических условий в разные этапы валдайского оледенения фиксируют температуры грунта криозоны [Изменение..., 1999]. В ранневалдайский этап она составляла от –3 до –4 °С, в конце среднего валдая от –5 до –6°, а в поздневалдайский этап опустилась до –8÷–10°.

Сразу после максимальной фазы поздневалдайского оледенения началась дегляциация. Её этапность трактуется более или менее одинаково разными авторами, но датировки отдельных стадий несколько различаются. Ниже они приводятся по книге «Развитие ландшафтов и климата Северной Евразии» [1993]. В результате первой стадии дегляциации ледники отступили на востоке на 100–150 км, а на западе в среднем на 80 км, после чего около 16 тыс. лет назад имел место короткий вепсовский эпизод с продвижением льда вперёд до Балтийской гряды и бассейна Онеги. Дальнейшее отступление было прервано лужской подвижкой ледника (около 13 тыс. лет назад). Наступившее затем потепление бёллинг (12 750–12 250 лет) привело к сокращению площади оледенения на треть. После невской подвижки ледника (около 12 тыс. лет), соответствующей «старому дриасу», когда возникло I Балтийское ледниковое озеро, наступило потепление аллерёд (радиоуглеродные даты $11,4 \pm 0,2$ тыс. лет). Скорость дегляциации возросла, но остатки Скандинавского ледника и примыкавшее к ним холодное I Иольдиево море делали потепление в перигляциальной области весьма относительным. На северо-западе Русской платформы зимние температуры оставались на 8°, а летние – на 3–4° ниже современных. Среднегодовые температуры были на 6° ниже современных. Южнее, на 50° с.ш. и в центре Украины и зимние и летние температуры уступали современным лишь на 1°, но повсеместно осадков выпадало на 100 мм/год меньше, чем сейчас, и было сухо [Климанов, 1990; Klimanov, 1995]. Последовавшее непродолжительное похолодание «молодой дриас» (около 10,5 тыс. лет назад), при котором Иольдиево море вновь стало ледниковым озером, ужесточило климатические условия. На северо-западе Русской равнины зимние температуры стали на 14°, летние – на 6°, а среднегодовые – на 10° ниже современных. На Украине зимние температуры были на 6°, летние – на 3–4° и среднегодовые – на 4° ниже современных. Из-за блокировки западных воздушных масс остатками Скандинавского ледника было очень сухо: осадков выпадало на 250 мм/год меньше, чем сейчас [Климанов, 1990; Klimanov, 1995].

Климатическая обстановка радикально изменилась в голоцене. Ниже приводится описание голоценовых климатических изменений в Восточной Европе по данным В.А. Климанова [1990; Klimanov, 1995; Изменение..., 1999].

Голоцен начался потеплением, наименее заметным на юго-западе Русской равнины. Максимальное потепление наступило 6,5 тыс. лет до н.э. На северо-западе равнины зимние температуры ещё были ниже, чем сейчас, а летние приблизились к современным, так что среднегодовая температура была ниже, чем сейчас, на 1°. Холоднее и суше (меньше осадков на 50 мм/год), чем сейчас, было из-за влияния холодного Анцилового озера, сменившего Иольдиево море на месте Скандинавского ледника. На северо-востоке равнины зимняя и летняя температуры были немного выше современных, и осадков было больше примерно на 50 мм/год. В центре равнины условия были близки к современным. На востоке Урала и Нижней Волге температуры были ниже современных примерно на 3° (возможно, сказывалось влияние холодной Сибири), но осадков выпа-

дало больше, чем сейчас. На Украине зимние температуры были ниже, чем сейчас, на 2°, но летние близки к современным, так что среднегодовые температуры ненамного отличались от них.

Вторая половина атлантики, называемая атлантическим оптимумом (4–3 тыс. лет до н.э.), была теплейшим временем в Восточной Европе, да и в других регионах Северной Евразии [Изменение..., 1999]. Потепление особенно сказалось на севере Русской равнины. Там зимние температуры были более, чем на 2°, а летние на 4° выше современных, так что среднегодовые температуры превышали современные на 3°. Количество осадков севернее 70° с.ш. было больше, чем сейчас, на 100 мм/год и более. К югу возрастание температур уменьшалось и различия с современностью не превышали 1°. В Предкавказье и на Нижней Волге температуры были близки к современным. В центре равнины осадков было на 50 мм/год меньше, а на Нижней Волге – на 100 мм/год больше, чем сейчас.

Начало суббореального периода (примерно 2 тыс. лет до н.э.) ознаменовалось заметным похолоданием и иссушением климата. Около 1,5 тыс. лет до н.э. наступило новое потепление. Наибольшее возрастание температур, как зимних, так и летних (на 2–3°) зафиксировано на севере Русской равнины. В центре зимние температуры были на 1° выше, а летние почти не отличались от современных. На юге летние температуры были близки к современным, а зимние, особенно на юго-востоке равнины, превышали их на 2°, так что среднегодовые температуры были выше современных примерно на 1°. Осадков было больше, чем сейчас, на севере и в центре равнины, на Каме и Средней Волге их было на 50 мм/год меньше, а на западе их количество было близко к современному. В целом, температуры этого этапа были выше современных, но ниже, чем в атлантический оптимум.

Климат большей части субатлантического периода был близок к современному. На этом фоне выделяются средневековый климатический оптимум – «время викингов» (около 1000 г.) и малый ледниковый период (с XVI в., максимум – XVII в., продолжался до XIX в.). Во «время викингов» на севере Европы температуры и зимние и летние были на 2° выше современных. На юге равнины, например, на Украине их положительные отличия от современных не превышали 0,5°. Осадков было больше, чем сейчас, на северо-западе равнины на 75 мм/год, а на северо-востоке – на 25–50 мм/год. Южнее 51–52° с.ш. таких различий не заметно. В малый ледниковый период зимние температуры были ниже, чем сейчас, на 2–3° и летние температуры уступали современным на северо-западе равнины. Южнее 50° с.ш. температуры были ниже современных на 1–2°. В центре равнины осадков было меньше, чем сейчас, на 50 мм/год. К северу это различие уменьшалось, а южнее 50° с.ш. осадков было на 25 мм/год больше, чем сейчас.

Итак, сравнение климата Русской равнины последней ледниковой и последледниковой эпох выявляет связь похолодания с иссушением и потепления с увлажнением. Это было связано прежде всего с иссушающим влиянием ледника и изменением возможности проникновения на восток влажных атлантических воздушных течений. Оказывали влияние на климат ледниковой эпохи также холодный сибирский атмосферный максимум и понижение уровня мирового океана. В этапы похолоданий больше опускались зимние температуры, а в этапы потеплений больше поднимались летние температуры. Связь потепления с увлажнением наиболее отчетливо проявилась на севере Русской равнины как в целом на границе плейстоцена и голоцена, так и для отдельных этапов последнего. Для атлантического оптимума связь потепления с увлажнением отмечена в

большинстве более южных районов Русской равнины. Что же касается остальных этапов голоцена, то там соотношения изменений температур и влажности не столь однозначны. Местами повышения температур либо мало сказывались на влажности, либо сопровождалось понижением количества осадков, как это отмечено для времени суббореального потепления на Каме и Средней Волге, тогда как понижение температур в малый ледниковый период сопровождалось небольшим повышением количества осадков южнее 50° с.ш. Возможно, на таких колебаниях сказывалось изменение интенсивности испарения, хотя, по мнению М.И. Будыко [1980], уменьшение испарения не может быть причиной увлажнения, поскольку уменьшает влажность нижней тропосферы и, следовательно, выпадение осадков.

1.2. КЛИМАТИЧЕСКИЕ ИЗМЕНЕНИЯ КОНЦА ПЛЕЙСТОЦЕНА И ГОЛОЦЕНА В ВОСТОЧНОЙ ОЙКУМЕНЕ И СОСЕДНИХ РАЙОНАХ

Климатические изменения, выявленные для эпох последнего оледенения и послеледниковья в различных регионах Восточного Средиземноморья, Ближнего и Среднего Востока, Кавказа, Казахстана и Средней Азии, неодинаковы, а выводы, к которым пришли авторы соответствующих исследований, порой противоречат друг другу. Это лишь отчасти определяется неполноценностью наших знаний, но зависит, прежде всего, от разнообразия природных обстановок и многофакторности климатических изменений в указанных регионах, где сложное взаимодействие различных воздушных потоков сочетается с особенностями рельефа, местами высокогорного и изменявшегося под влиянием тектонических факторов. Поэтому уместно рассмотреть проявления климатических изменений последовательно, от региона к региону, постепенно удаляясь от опisanной выше северной ледниковой области.

1.2.1. Равнинные области Казахстана и Средней Азии

В Тургайско-Тобольском регионе Северо-Западного Казахстана нижняя часть позднего плейстоцена, соответствующая микулинскому межледниковью, представлена аллювием II террасы с палинологией лесостепного типа и мамонтовым комплексом млекопитающих, а эпоха ранневалдайского оледенения – перигляциальным аллювием верхов разреза той же террасы с мерзлотными деформациями [Развитие..., 1993]. Средневалдайскому интерстадиалу соответствует аллювий I террасы. Его отличают палинология разнотравной степи с островками леса и фауна млекопитающих с мамонтом позднего типа. Главная фаза последнего оледенения (20–18 тыс. лет назад) представлена верхами разреза I террасы. Они характеризуют холодную обстановку с растительностью сухой степи и криогенными образованиями. Зимняя температура была на 10–12°, а летняя – на 2° ниже современной; осадков выпадало на 150–200 мм/год меньше, чем сейчас [Развитие..., 1993].

В относительно пльвиальную эпоху позднего плейстоцена реки выносили с гор на Туранскую плиту южнее и восточнее Арала большое количество обломочного материала. В Южном Приаралье сформировались три дельты блуждавшей Амударьи: сначала восточная Акчадарьинская, затем западная Присарыкамьшская и, наконец, центральная Приаральская. Тогда же возникла Жанадарьинская дельта Сырдарьи южнее её современной приустьевой части.

Освобождавшаяся от основной массы обломочного материала вода скапливалась в Аральской, Сарыкамышской и Ассаке-Ауданской впадинах, остававшихся незаполненными осадками [Развитие..., 1993]. В это же время Зеравшан достигал Амударьи по древней долине Чарбакты. Дельты Теджена и Мургаба располагались гораздо севернее, чем в конце плейстоцена и в голоцене. До того, как Амударья мигрировала на север в сторону Арала, эти реки были её притоками. Возможно, такая ситуация возникала неоднократно, возобновляясь в плювиальные стадии голоцена. Согласно палинологическим данным климат, жаркий и сухой в начале этого периода, позднее претерпел увлажнение [Развитие..., 1993].

20–18 тыс. лет назад климат Средней Азии стал сухим и прохладным. В Восточном Прикаспии среднегодовая температура стала ниже современной на 4,5° [Развитие..., 1993]. Сократилась и сместилась к югу дельтовая аккумуляция Теджена и Мургаба. Зеравшан потерял связь с Амударьей. Уменьшилась обводнённость Южного и Восточного Приаралья. Неясно, сохранялся ли в это время сам Арал. Находки в основании разреза тектонически поднятой 70-метровой голоценовой морской террасы западного берега Арала отложений с радиоуглеродным возрастом 24820 ± 820 лет [Пшенин и др., 1984] как будто указывают на его существование.

В самом конце позднего плейстоцена климат начинает изменяться. На северо-востоке Казахстана палинологические спектры сухих холодных степей (дриас?) сменяются спектрами предбореала и бореала, указывающими на возрастание влажности при холодном континентальном климате. В атлантический оптимум появляются влаголюбивые и древесные формы, в том числе широколиственные. Позднее содержание пыльцы древесных уменьшается, исчезают широколиственные, содержание ксерофитных форм с колебаниями постепенно возрастает до современного уровня [Развитие..., 1993]. Выявлено соответствие, хотя и неполное, послеледниковых изменений климата и уровня озёр Казахстана. Г.Н. Бордовская [1990] исследовала осадки озёр Зайсан, Балхаш и Боровое. Первое существовало с плиоцена, а два последних возникли в фазу дегляциации Скандинавского ледника – около 12 тыс. лет назад. Тогда Балхаш превосходил размерами Арал. В бореальный период оба озера регрессировали. В атлантический оптимум повысился уровень всех трёх озёр, а в суббореальное время, около 2500 г. до н.э., они испытали обмеление, так что уровень Балхаша, например, стал в 2000–1900 г. до н.э. на 2–3 м ниже современного [Изменение..., 1999]. Следующая трансгрессия выявлена в Балхаше в 1700–1600 г. до н.э., а после 700 г. до н.э. она сменилась регрессией. Современная трансгрессивная фаза началась примерно 2000 лет назад. На её фоне в Балхаше, как и в Боровом, отмечается подъём уровня около 1000 г. (в «эпоху викингов»), который с XIII в. сменился его понижением. Подъём уровня имел место в Боровом и Зайсане в Малый ледниковый период – в XVI–XVII вв.

Изменения голоценовых климатических обстановок северо-запада Средней Азии, определявшиеся сменой температур и влажности, отразились в истории Аральского моря и стока основной наполняющей его реки – Амударьи, которая питается тальми водами ледников Памира и Тянь-Шаня и следовала в разные эпохи голоцена то в Арал, то через Сарыкамыш в Каспий. В 1960 г. уровень Арала был +53 м, а Каспия – минус 28 м. Каковы бы ни были их колебания в течение голоцена, уровень Арала был неизменно выше. Сток Амударьи через Сарыкамыш в Каспий представлял собой двухступенчатую систему: сначала заполнялась Сарыкамышская впадина, в которой различаются её более глубокая (до 100 м) северная и более мелкая (до 20 м) южная части. Затем, начиная с определённой отметки уровня, вода переливалась через невысокую перемычку и

заполняла также Ассак-Ауданскую впадину, и лишь при достижении уровнем озера отметки +55 м (самая высокая точка Узбоя у горы Кугенек) начинался сток по Узбою. Голоценовая история системы Арал–Сарыкамыш–Узбой в определённой мере может служить индикатором климатических изменений в регионе.

В холодных и сухих условиях последнего оледенения Амударья следовала непосредственно в Каспий вдоль северного борта Предкопетдагского прогиба (Северных Каракумов), и рассматриваемые озера, если и существовали, то были весьма маловодными [Клиге и др., 1998]. В X тысячелетии до н.э. уровень Арала поднялся выше отметки 1960 г. [Пшенин и др., 1984] за счёт начала дегляциации при ещё относительно низкой температуре и слабом испарении. В бореальный период температура возросла. Приток талых вод увеличился, но усилилось и испарение в Аральском регионе. В Арале наступила глубокая регрессия, связанная с поворотом Амударьи через Сарыкамыш в Каспий [Развитие..., 1993]. Повышение количества осадков имело место в атлантический оптимум, который в Средней Азии продолжался, как минимум, до начала III тысячелетия до н.э. Высокая обводнённость Сарыкамыша отмечена в течение всей атлантики, а в конце оптимума (3500–3000 гг. до н.э.) стал наполняться и Арал, где морские осадки этого возраста перекрывают континентальные отложения [Изменение..., 1999] и на его западном и северном побережьях слагают террасу высотой около 70 м [Клиге и др., 1998]. Возможно, именно в условиях достаточной обводнённости обоих водоёмов в Арал проник *Cardium edule*, где его самые ранние находки относятся к рубежу IV и III тысячелетий до н.э. [Развитие..., 1993].

В начале II тысячелетия до н.э. имела место аридизация, отмеченная и в других регионах [Liu Tungsheng, 1996]. Узбой стал мелководным и прерывистым, а затем и вовсе пересох [Кубасов, Кубасова, 1992]. Арал, уровень которого, по данным А.О. Селиванова [Клиге и др., 1998], сначала понизился до +35 м, затем стал постепенно наполняться в результате формирования новых обращённых в него русел Амударьи и отмирания русел, обращённых в Сарыкамыш. Эта трансгрессия, называемая древнеаральской, достигла максимума (+57 м) к началу I тысячелетия до н.э. [Кесь и др., 1980], но около 900 г. до н.э. завершилась, судя по радиоуглеродным датировкам береговых валов [Развитие..., 1993].

VIII–VII вв. до н.э., вероятно, отличались засушливыми условиями, и в это время Сарыкамышского озера не существовало, а уровень Арала был пониженным. С середины I тысячелетия происходит увлажнение региона [Гумилев, 1966(a)]. Уровень Арала повышается до +54–57 м (новоаральская трансгрессия). Одновременно, в 500–100 гг. до н.э. происходит трансгрессия и в Сарыкамышской впадине, приведшая к возобновлению стока по Узбою. Его русло прослежено на дне Каспия до отметки – 32 м. Однако в I в. до н.э. наметились первые признаки иссушения, а к III–V вв. н.э. они достигли максимума и продолжались до X–XI вв. Сток по Узбою прервался, Сарыкамышское озеро деградировало, а уровень Арала сначала упал до +25 м, а затем медленно повышался до +37 м [Клиге и др., 1998].

Новая эпоха увлажнения началась в XI в. Оно усилилось в XIII–XIV вв., когда, по данным Т.А. Абрамовой [1990], осадков выпадало на 75–160 мм/год больше, чем сейчас, при некотором понижении температур: зимние были на 1–2°, а летние – на 2–3° ниже современных. Ещё в IX–XII вв. при низком уровне Арала, возможно, возобновился сток в Сарыкамышскую впадину [Толстов, 1962; Кесь и др., 1980]. Для защиты г. Куны-Ургенча от напавших с востока вод построили плотину. Она была разрушена при монгольском нашествии 1219–1221 гг., и часть вод Амударьи вновь устремилась в Сарыкамыш [Кубасов,

Кубасова, 1992]. Однако значительного обводнения Сарыкамыша тогда не произошло, возможно, из-за восстановления ирригационных систем Хорезма. Во всяком случае водоснабжение караван-сарая Талай-хан-Ата на Узбое в это время базировалось на сборе атмосферных осадков.

В XIII в. уровень Арала стал быстро повышаться. Он превысил уровень 1960 г. и, по мнению А.В. Шнитникова [1957], достиг в XIV–XV вв. максимальных за историческое время отметок. Из-за подъёма уровня произошло подтопление Кувандарьи (устья Сырдарьи), что вынудило жителей покинуть г. Янгикент – столицу тюрков-гузов, процветавшую в I тысячелетии н.э. Одновременно, в XIV в., поднялся уровень воды в Сарыкамышской впадине. Крепость Зенги-баба, расположенная в юго-восточной части Сарыкамыша на отметке около +51 м, в конце XV в. была затоплена озером и погребена береговыми галечниками [Толстов, 1962]. Вода проникла и в Ассаке-Ауданскую впадину, на северном борту которой была подмыта крепость Ассаке-Аудан XIV в. [Кубасов, Кубасова, 1992]. По мнению С.П. Толстова [1962], стока по Узбою тогда не было, хотя А.С. Кесь [1957] допускает отдельные прорывы воды. О них свидетельствует разрез Балханского сора в 75 км восточнее г. Красноводска, где осадки Узбоя залегают на торфянике, датированном 900–1200 гг. н.э. [Варущенко и др., 1987; Развитие..., 1993]. Указанием на возможное возобновление в это время стока в Каспий служит карта региона, представленная на стене зала Географических карт, или Гербового, Дворца Дожей в Венеции. Дворец был построен в близких к современным очертаниях в XIV в., а его внутренняя отделка относится к XIV–XVII вв. На карте Амударья (Oxus) впадает в Каспий, хотя и обозначены две её протоки, следующие в Арал. Мургаб показан достигающим Амударьи, а Теджен – впадающим в Каспийское море на месте Балханского сора. Если такое изображение низовий Теджена не находит подтверждений, то Мургаб в XV в. действительно был полноводнее, чем сейчас. Достигал Амударьи во время половодий и Зеравшан.

Во второй половине XVI в. началось иссушение, достигшее максимума в XVII в. Прекратился сток по Кунядарье. Уровень Сарыкамышского озера понижался, и в начале XVII в. с прекращением притока амударьинских вод озеро стало засоляться, распалось на несколько солёных озёр и наконец пересохло [Кубасов, Кубасова, 1992]. Однако уровень Арала с эпизодическими спадами до 1960 г. оставался относительно высоким за счёт стока Амударьи [Клиге и др., 1998].

Таким образом, в средне- и позднеголоценовой истории системы Арал–Сарыкамыш–Узбой фиксируются фазы увлажнения региона (атлантический оптимум; вторая половина I тысячелетия до н.э. – начало I тысячелетия н.э.; XI в. – начало XVI в.) и фазы его иссушения (первая половина II тысячелетия и, возможно, VIII–VII вв. до н.э.; III–X вв. н.э.). Вместе с тем были эпохи как относительно влажные, так и засушливые, когда Амударья сбрасывала бóльшую часть вод либо в Арал, либо в Сарыкамыш и Узбой. Вероятно, это зависело не столько от изменений увлажнённости, сколько от тектонических событий и особенностей аллювиального осадконакопления в низовьях Амударьи (см. гл. 5).

Интересные для определения средне- и позднеголоценовых климатических изменений наблюдения выполнил В.М. Трубихин [1989] на такыре у подножья хр. Кюрендаг в Западном Копетдаге. Наблюдения основаны на сезонности слоистости такырных осадков, связанной с ежегодным весенним и осенним увлажнением. Во влажные периоды голоцена характер осадков изменялся: на периферии такыра появлялись пески, а в центре, в пересыхающем озере, – карбонатные алевролиты. Возрастные привязки слоёв, помимо подсчёта их количества, ос-

нованы на выявлении вариаций магнитного поля (SV) и магнитной аномалии VIII в. до н.э. В результате зафиксированы достаточно влажные условия осадконакопления около 3000 г. до н.э., когда, согласно В.Э. Мурзаевой [1991], в Южной Туркмении происходит расцвет фауны и флоры и спустившиеся с гор леса вклиниваются в степь («лявляканский плювиал», приходящийся на атлантический оптимум и в других районах Средней Азии [Изменение..., 1999]). Несколько ухудшаясь, подобные условия продолжались в III тысячелетии до н.э., когда и началось собственно такырное осадконакопление. В первой половине II тысячелетия до н.э. фиксируется иссушение климата, сопровождавшееся, согласно В.Э. Мурзаевой [1991], отступанием лесов. Во второй половине II тысячелетия оно сменилось этапом преимущественного увлажнения. Далее сухие условия отмечены в VIII–VII и IV–I вв. до н.э., а относительно влажные – в VI–V вв. до н.э. и второй половине II в. н.э. Потом климат становился всё более аридным (до современного) с краткими интервалами относительного увлажнения. Наиболее значительный интервал зафиксирован на границе XII–XIII вв. – в «эпоху викингов».

Итак, климатические изменения в эпохи последнего оледенения и голоцена на равнинных пространствах Казахстана и Средней Азии в общих чертах демонстрируют синхронность климатическим изменениям в Восточной Европе. Максимуму поздневалдайского оледенения отвечают относительно холодные и сухие условия, особенно на севере региона. Дегляциация привела к увлажнению и трансгрессии озёр, которая позднее сменилась их регрессией. Атлантический оптимум проявился в повсеместном увлажнении, которое, по крайней мере местами, сопровождалось небольшим понижением летних температур. В первой половине II тысячелетия до н.э. произошло иссушение климата, сменившееся в его второй половине некоторым увлажнением. На фоне последующей аридизации отмечаются эпохи относительного увлажнения во второй половине I тысячелетия до н.э. и особенно в X–XV вв. Последняя могла сопровождаться в XIII–XIV вв. некоторым снижением температур (до 2–2,5° среднегодовых). Обводнённость системы Арал–Сарыкамыш–Узбой изменялась в соответствии с этими условиями.

1.2.2. Горы Центральной Азии и северо-запад Индостана

Начало позднего плейстоцена, соответствующее в Восточной Европе микulinскому межледниковью, характеризовалось тёплым климатом. Следы первого позднеплейстоценового оледенения представлены во Внешней зоне Памира ляхшским ледниковым комплексом. К его моренам прислонены озёрные отложения, сопоставленные с I террасой оз. Каракуль (Восточный Памир) с радиоуглеродной датой 27500 ± 700 лет. Эти озёрные отложения фиксируют потепление. Древесные формы, вероятно, в основном принесённые с Западного Памира, составляют 9–11% споропыльцы [Развитие..., 1993]. В Иссыккульской впадине первому позднеплейстоценовому оледенению соответствуют озёрные отложения с пылью пустынных растений. Более низкая терраса с радиоуглеродной датой $26\ 340 \pm 540$ лет содержит до 25% древесной и кустарниковой пыльцы [Развитие..., 1993]. Этот относительно тёплый и влажный интервал фиксируется также в Алайской долине, в районе оз. Чатыркель на Центральном Тянь-Шане, в Цайдаме и Гималаях, на левобережье Инда в пустыне Тар.

Наиболее изучено последнее крупное оледенение, примерно синхронное поздневалдайскому. Оно определялось не только общим похолоданием, но и существенным тектоническим воздыманием гор региона, особенно Гималаев и

Тибета (см. раздел 2.5.1). Из-за этого воздымания, преградившего путь влажных индоокеанических муссонов, произошла значительная аридизация региона, и масштабы позднеплейстоценового оледенения существенно уступали ранне-среднеплейстоценовому. В целом оледенение конца позднего плейстоцена было симметричным современному, но превышало его размеры в 1,5–2 раза [Развитие..., 1993]. Преобладали каровые, горно-долинные ледники и местами ледники подножий. Сказанное, как полагает В.Э. Мурзаева [1991], справедливо и для Тибета. Вторая особенность последнего оледенения, как и современных ледников Центральной Азии – различия высот областей питания и нижних границ распространения ледников в разных частях региона. Они возрастали с севера на юг, нередко варьируя на склонах разной экспозиции в зависимости от направления ветров. Вместе с тем поверхности, описываемые этими границами, образуют купол на Тибете, наиболее удалённый от источников увлажнения. В эпоху последнего оледенения рассматриваемые границы спускались ниже, чем сейчас. Так, граница области питания на Тибете располагалась в конце плейстоцена на отметках 5000 м и более, но спускалась на 1000 м на влажных южных склонах Гималаев, а нижняя граница ледников находилась на высотах около 2000 м на Тянь-Шане, превышала 4000 м на Восточном Куньлуне и Тибете и спускалась до 3900–3000 м на южном склоне Непальских Гималаев [Мурзаева, 1991].

Соотношение изменений температуры и влажности является предметом дискуссии: одни исследователи [Величко, Лебедева, 1974] обосновывают связь «холодно–сухо» и «тепло–влажно», тогда как другие [Мурзаева и др., 1984; Никонов и др., 1989] приводят примеры связи оледенения с увлажнением. По-видимому, это отражает реальную неоднозначность соотношений, хотя в горах Средней и Центральной Азии, как убедительно показал А.Е. Додонов [2002], преобладают связи первого рода.

На Памире осадки оз. Каракуль, сопоставляемые с мореной последнего оледенения, дали радиоуглеродный возраст $15\ 660 \pm 700$ лет [17 600–15 900 гг. до н.э.], а в Тянь-Шане для коррелируемых с ними образований получена и более молодая дата – около 14 тыс. лет [15 070–14 600 гг. до н.э.] [Развитие..., 1993]. Палинология осадков указывает на условия холодной пустыни. В Тариме палинологические спектры осадков оз. Лобнор с радиоуглеродной датой около 20 780 лет также отражают холодные сухие условия, а в Цайдаме озеро, возникшее во время предшествовавшего интерстадиала, превратилось 26–9 тыс. лет назад во временный пересыхающий водоём с садкой эвапоритов [Мурзаева, 1991]. Северный Тибет представлял собой очень холодную пустыню; граница многолетней мерзлоты располагалась на 1200–1400 м ниже современной. На муссонном склоне Гималаев во впадине Катманду похолодание отразилось слабо, но аридность, обусловленная снижением роли муссонов, проявилась в отступании лесов и степном характере растительности. Крайняя сухость при господстве дюн характеризовала интервал 20–10 тыс. лет назад на окраинах пустыни Тар, а в оз. Дадвана на северо-западе Индостана существовали мелкие гиперсолёные озера [Мурзаева, 1991].

Дегляциация началась разновременно и протекала по-разному в разных местах. На Тянь-Шане наиболее ранняя фаза увлажнения и потепления имеет возраст более 10 тыс. лет, а бореал характеризовался аридизацией на фоне продолжающегося потепления. Увлажнение при продолжающемся потеплении началось в конце VII тысячелетия до н.э. и достигло максимума в V–III тысячелетиях, когда в палинологических спектрах ксерофиты уступили место бальзотравью и заметно возросла роль древесных; тогда же трансгрессировало большинство горных озёр [Развитие..., 1993]. В конце среднего голоцена вновь

происходит иссушение. Около 1000 г. до н.э. отмечена фаза наступления ледников. Ещё более заметное наступание имело место в XVII–XIX вв. Кроме Тянь-Шаня, оно проявилось на Памире, Каракоруме, Гималаях, Тибете и в других горных системах. Но масштабы этого оледенения невелики по сравнению с позднелейстоценовым.

О быстрой дегляциации на Памире можно судить по тому, что мезолитическая стоянка Ошхона первой половины VIII тысячелетия до н.э. находится в долине в 7 км выше морены максимальной стадии оледенения [Развитие..., 1993]. В VII–IV тысячелетиях климат оставался прохладным, но возросла увлажнённость [Мурзаева, 1991]. На Тибете в XI–VII тысячелетиях до н.э. началось потепление, но шло оно медленно из-за поднятия территории. В середине голоцена климат Северного Тибета оставался холодным и сухим из-за крайне ограниченного поступления тёплых и влажных южных воздушных масс; преобладали степи. Однако в VI–II тысячелетиях до н.э. на юге Тибета установился относительно тёплый и влажный климат со среднегодовыми температурами на 3–6° выше современных. Ледники быстро таяли, и уровень озёр поднимался. Появились лесостепи, а граница смешанных лесов поднялась до 3,8–4 км (при её современном положении 2,5–3 км). В позднем голоцене во всех частях Тибета отмечены аридизация и похолодание. Три стадии усиления похолодания имели место примерно в 1000 г. до н.э., I в. н.э. и XVII–XIX вв. Начинают господствовать сухостепные растения, а озёра регрессируют и засоляются [Мурзаева, 1991].

В высокогорной впадине Кашмира первые признаки дегляциации отмечены ещё в конце плейстоцена, а в VIII тысячелетии до н.э. произошло некоторое похолодание, сменившееся потеплением лишь в конце бореала. Термический оптимум установился в конце IV тыс. до н.э. Потом климат стал более умеренным, но на этом фоне выделяются средневековое потепление и последующее похолодание [Agrawal, 1991]. В других районах Гималаев Северо-Западной Индии среднеголоценовое потепление и увлажнение также не ограничивалось атлантическим периодом и местами явно отставало от него. Так, в Кумаонских Гималаях суббореальное время было тёплым и влажным, возможно, оптимальным для голоцена, а субатлантическое – в целом относительно прохладным и ещё более влажным [Мурзаева, 1991].

Более детальную картину, особенно для субатлантического периода, дают А. Баттачария и Р. Ядав [Bhattacharyya, Yadav, 1991], исследовавшие Западные Гималаи в пределах Ладакха и штатов Кашмир, Химачал Прадеш и Уттар Прадеш и обнаружившие наложение общих климатических изменений, связанных с вариациями муссонной активности, на разное выражение этих изменений во внутренних и внешних частях Гималаев, причём во внутренних частях они совпадали с изменениями уровня тибетских озёр. В течение бореала во Внутренних Гималаях было тепло и сухо, тогда как во Внешних Гималаях в конце VII тысячелетия до н.э. было влажно и относительно прохладно. Дальнейшие изменения происходили синхронно во Внутренних и Внешних Гималаях. В последних потепление произошло около 3000 г. до н.э., а в середине II тысячелетия его сменило ухудшение климатических условий. Во Внутренних Гималаях тот же позднеатлантический оптимум проявился главным образом возрастанием влажности. Позднее температура и влажность несколько понизились. В течение субатлантического периода климатические изменения вновь становятся асинхронными. Распространение можжевельника (*Juniperus*) в альпийских сообществах сухих степей Внутренних Гималаев фиксирует повышение температур и влажности в 150–650 гг. н.э. и 1150–1450 гг., тогда как его исчезновение в 650–1150 гг. н.э. и после 1450 г. указывает на ухудшение условий. Во Внешних Гималаях около

1300 г. было сравнительно сухо, а затем влажность повысилась параллельно с некоторым похолоданием.

В долине Инда 3–1,8 тыс. лет до н.э. климат был достаточно тёплым и влажным, а 1,8–1 тыс. лет до н.э. он становился всё более аридным; новое улучшение климата отмечается в интервале 500 г. до н.э. – 500 г. н.э. [Dhavalikar, 1991]. В районе упоминавшегося оз. Дидвана на северо-западе Индийского щита, согласно В.Э. Мурзаевой [1991], в XI–VII тысячелетиях до н.э. на месте гиперсолёных озёр позднего плейстоцена появляются признаки опреснения и углубления. В IV–III тысячелетиях до н.э. существует глубокое пресное озеро. Затем происходит резкая регрессия и высыхание, после чего устанавливается режим эфемерного, умеренно солёного водоёма.

Итак, в горах Центральной Азии и соседних частях Индостана во время, соответствующее среднеюрмскому интерстадиалу, господствовали тёплые и влажные условия. Последнее плейстоценовое оледенение, соответствующее (хотя местами, возможно, с некоторым запозданием максимума) поздневалдайскому оледенению, привело к более или менее значительному похолоданию и повсеместному иссушению, связанному с воздействием Центральноазиатского барического максимума и сокращением области влияния индоокеанских муссонов. На южном склоне Гималаев и в Северо-Западном Индостане похолодание почти не проявилось, но аридизация была весьма заметной.

В бореале, а местами уже в предбореале произошло потепление при сохранении относительно сухих условий. На Тибете потепление протекало медленно и было слабым. Во Внешних Гималаях и Северо-Западном Индостане имело место увлажнение, причём на южном склоне Гималаев сохранялись относительно прохладные условия. Климатический оптимум выразился почти повсеместно повышением либо температур, либо влажности, либо и того и другого в зависимости от предшествовавших условий. Лишь на севере Тибета оставалось холодно и сухо. На Памире в VII–IV тысячелетиях до н.э. было прохладно и относительно влажно. В большинстве других горных систем со второй половины VI тысячелетия до середины II тысячелетия до н.э. имели место потепление и увлажнение с максимумом около 3000 г., которые затем сменились похолоданием и аридизацией. Примерно тогда же, с IV до начала II тысячелетия до н.э., установился климатический оптимум в долине Инда и на северо-западе Индостана, сменившийся аридизацией около 1800 г. до н.э.

В субатлантический период в горах вновь появляются и разрастаются ледники, существенно уступающие, однако, позднеплейстоценовым. Максимумы оледенения имели место примерно в 1000 г. до н.э. и в XVII–XIX вв., а на Тибете также в I в. н.э. На фоне общей аридизации и похолодания во Внутренних Гималаях отмечаются интервалы повышения температур во II–VII и XII–XV вв., тогда как во Внешних Гималаях в XII–XIII вв. было тепло и относительно сухо, а с XIV в. отмечается увлажнение с некоторым похолоданием. В Северной Индии выявлены благоприятные климатические условия с V в. до н.э. по V в. н.э. и их ухудшение с конца V в. по X в. Таким образом, на фоне общей аридизации, начавшейся в первой половине II тысячелетия до н.э., и сопутствовавшего ей некоторого похолодания, почти не коснувшегося равнинных территорий Северо-Западной Индии, при локальных вариациях можно констатировать: относительное улучшение климатических условий в конце I тысячелетия до н.э. и первой половине I тысячелетия н.э.; ухудшение условий во второй половине I тысячелетия н.э.; относительное улучшение в первой половине II тысячелетия (субатлантический оптимум, или «эпоха викингов») и новое ухудшение в XVI–XIX вв., соответствующее Малому ледниковому периоду Европы.

1.2.3. Кавказ и Иран

На Кавказе поздний плейстоцен начался тёплым и влажным межледниковым интервалом, соответствующим микулинскому межледниковью Восточной Европы. В северных предгорьях Кавказа происходило почвообразование черноземного типа. В горах условия были близки к современным (при меньшей роли криогенных процессов). На Малом Кавказе, судя по споро-пыльцевым спектрам, широко распространялись леса с большим количеством широколиственных. В Восточном Закавказье было несколько суше.

Последовавшее оледенение, подобно валдайскому оледенению Восточной Европы, имело две фазы, но ранняя фаза на Кавказе, в отличие от Скандинавии, по-видимому, была мощнее [Милановский, 1968; Развитие..., 1993]. В раннюю фазу снеговая линия спускалась ниже современной на Западном Кавказе на 700–800 м, на Центральном – на 900–1000 м и на Восточном – на 600–700 м. Подобное снижение зафиксировано и на Малом Кавказе [Саядян, 1985]. Ледниковые отложения поздней фазы находятся на 300–500 м выше ранней фазы [Развитие..., 1993]. Возраст поздней фазы датируется по предгорным пещерным стоянкам с бореальной фауной как 22–19 тыс. лет. В Восточной Грузии интервал 20–14 тыс. лет назад характеризовался ландшафтами холодной лесостепи с криогенными деформациями. В Иорской долине существовали степи с сухо- и холодовыносливыми формами. Растительные пояса сместились вниз. Времени между двумя фазами оледенения на Большом Кавказе соответствует интерстадиал с высоким, до 41%, содержанием пыльцы широколиственных лесов в разрезах [Развитие..., 1993].

Позднеплейстоценовое оледенение проявилось и в других горных системах региона. В Тавре и Эльбрусе граница промерзавших грунтов понизилась на 700–800 м по сравнению с современной. Область барического максимума распространяла своё влияние на большую часть Ирана, Афганистана и Пакистана. Поэтому в перигляциальных областях господствовали сухие и холодные условия. На Иранском нагорье отложения этого возраста представлены чередованием солей (экстрааридная обстановка) с гипсоносными песками (относительное увлажнение). Последние, по мнению В.Э. Мурзаевой [1991], отражают не столько увеличение количества осадков, сколько уменьшение потерь на испарение. В осадках озера Зерибар (Северо-Западный Загрос), датируемых возрастом 22–14 тыс. лет назад, резко преобладает пыльца сухих степей, окружённых почти безлесными горами. Во впадине Систан (Центральный Афганистан) при максимальном оледенении в соседнем Гиндукуше (около 18 тыс. лет) было холодно, сухо, и озёрные уровни стояли очень низко, тогда как в предшествовавший интерстадиал (45–25 тыс. лет) они поднимались на 100 м выше, чем сейчас. Та же ситуация фиксируется в Красном море: палинологические спектры интерстадиала характеризуют влажные саванные условия, а в эпоху оледенения происходила регрессия, аридизация и господствовала степная растительность. Во впадине Мундафан на севере Аравийской пустыни Руб-эль-Хали высокие уровни стояния озера отмечаются 30–21 тыс. и 9–6 тыс. лет назад, тогда как в максимум поздневалдайского оледенения озеро регрессировало, и климат был сухим. Исключением в этом смысле было оз. Ван, возникшее около 60 тыс. лет назад из-за подпруживания реки продуктами извержений вулкана Немруд. 16 тыс. лет назад озеро достигало максимального уровня – на 82 м выше современного [Мурзаева, 1991].

Дегляциация началась в разное время в разных частях региона. На северо-западе Кавказа в Гагрском хребте [Квавадзе, Джейраншвили, 1985] в предбо-

реале климат стал близким к современному. В бореальный период фиксируется некоторое похолодание и иссушение с эпизодом улучшения условий в середине бореала. В атлантический оптимум – радиоуглеродные даты от 6700 ± 80 лет [5700–5550 гг. до н.э.] до 4800 ± 90 лет [3660–3500 гг. до н.э.] произошло потепление и увлажнение с незначительным похолоданием посередине; повысились границы растительных зон. В суббореальный период отмечено постепенное похолодание и иссушение (радиоуглеродная дата 3990 ± 120 лет [2635–2300 гг. до н.э.]) с последующим улучшением климата. Выделяются интервал VI–XI вв. н.э., характеризующийся некоторым иссушением, приведшим к максимальному сокращению горного оледенения на Кавказе, и последующий этап повышенной увлажнённости.

На Большом Кавказе в голоцене оледенение существенно деградировало, но полностью не исчезало даже в фазы термических максимумов. Отмечаются небольшие подвижки ледников, которые фиксируют не столько снижение температур, сколько повышение влажности: ранее 8,6 тыс. лет назад, между 8,6 и 6,4 тыс. лет назад, между 6,4 и 4,2 тыс. лет (с максимумом около 5 тыс. лет), около 3,5–3 тыс. лет, примерно 1,8 тыс. лет назад и в XVI–XIX вв. [Саядян, 1985; Развитие..., 1993]. Последняя подвижка отмечена и в Тавре.

В Восточном Закавказье [Развитие..., 1993] потепление и увеличение влажности началось 15–14 тыс. лет назад: сухие степи сменились влажными лугами, увеличивалась площадь лесов, где в конце позднеледниковья начали господствовать широколиственные. В бореале отмечается дальнейшее потепление и распространение древесной растительности. В Севане среднегодовая температура достигла $6-8^\circ$ (на $2-4^\circ$ выше современной). Столь же тёплые условия продолжались в начале атлантического периода, но затем произошло снижение среднегодовых температур до $4-6^\circ$. Подобным же образом изменялось количество осадков: от 500–600 мм/год в начале атлантического периода до 200–250 мм/год в его конце. При этом, судя по палинологическим данным, в течение всей атлантики сохранялась повышенная увлажнённость, вероятно, потому, что снижение количества осадков в конце периода компенсировалось уменьшением испарения при похолодании [Развитие..., 1993]. В Восточной Грузии интервал с VI тысячелетия до н.э. по XIII в. до н.э. был временем максимального распространения лесов [Гогичайшвили, 1985]. В последующие этапы происходит постепенная аридизация.

Важное значение для понимания голоценовых климатических изменений в Закавказье имеет изучение истории Севана [Саядян, 1985], хотя возникновение современного озера (озёрный бассейн несколько иных очертаний существовал здесь ещё в среднем плейстоцене) связано больше с тектоникой, чем с увлажнением, и последующие колебания его уровня в значительной мере регулировались интенсивностью стока по р. Раздан. Современное озеро возникло в эпоху дегляциации – 12–10 тыс. лет назад (радиоуглеродная дата начала формирования торфяника – около 11 800 лет [12 070–11 970 гг. до н.э.]) из-за тектонически обусловленного подпруживания истока Раздана (см. раздел 6.4). В условиях таяния ледников произошла максимальная трансгрессия озера. При потеплении в VIII тысячелетии до н.э. озеро несколько регрессировало, но в атлантический период трансгрессировало вновь. Его дальнейшая история представлена разрезами возле селений Норашен и Лчашен на искусственно осушённой сейчас части бывшего Малого Севана. Здесь снизу вверх вскрыты [Саядян, 1985]:

1. Озёрные пески и глины трансгрессивной фазы Севана; видимая мощность 1,5 м; в 0,5 м от кровли получена радиоуглеродная дата 6270 ± 110 лет [5360–5060 гг. до н.э.].

2. Культурный слой в болотных почвах мощностью около 2,5 м:

2а. Слой регрессивной фазы с керамикой (III тысячелетие до н.э.?) и пылевой древесных и кустарниковых, мощность до 1,2 м;

2б. Слой слабой трансгрессивной фазы с керамикой и обломками повозок мощностью до 1 м; посередине слоя получена радиоуглеродная дата 3500 ± 100 лет [1940–1720 гг. до н.э.], а чуть ниже -3630 ± 100 лет [2140–1880 гг. до н.э.];

2с. Регрессивный слой с обломками повозок; мощность до 0,3 м.

3. Песок и суглинок с озёрными раковинами трансгрессивной фазы Севана. Получены радиоуглеродные даты: в 0,2 м от основания 3180 ± 130 лет [1610–1310 гг. до н.э.] и в 0,7 м от основания – 2090 ± 70 [200–30 гг. до н.э.] и 2020 ± 120 лет [180 г. до н.э. – 90 г. н.э.].

Этот разрез указывает на то, что несмотря на регрессию Севана в III–II тысячелетиях до н.э. климат в регионе оставался достаточно влажным, а последующая трансгрессия с конца III по конец II тысячелетий до н.э. не даёт оснований говорить об уменьшении влажности и в этот этап субатлантики.

Для понимания голоценового климата более южных частей рассматриваемого региона принципиальное значение имеет разрез оз. Зерибар на северо-западе Загроса. Его разрезы и их палинологические спектры были детально изучены и датированы В. Ван Зейстом и С. Боттема [1985]. Они показали в интервале с X до первой половины V тысячелетия до н.э. увлажнение и постепенное распространение лесов, пришедших на смену пустынно-степной растительности предшествовавшей ледниковой эпохи. Современный лесной покров с преобладанием дубов установился в первой половине IV тысячелетия до н.э. Согласно данным, приводимым В.Э. Мурзаевой [1991], в XII–IX тысячелетиях до н.э. в районе озера происходили потепление и увлажнение, распространилась степная растительность, появились деревья, а горные растительные пояса сместились вверх. В VIII–V тысячелетиях температура повысилась, хотя и не достигла современного уровня, и влажность возросла; в озере распространились теплолюбивые формы, а в окрестностях – саванна с участием дуба; уровень озера изменялся из-за периодического сброса воды через подпруды. С IV тысячелетия саванна превратилась в современный дубовый лес. Гумидность возросла из-за увеличения количества осадков или снижения температур. Около 3000 г. до н.э. уровень озера повысился, но затем произошло его обмеление и заболачивание. Температура и влажность установились на уровне, близком к современному, и позднее почти не изменялись.

Озеро Ван, как отмечено выше, имело максимальный уровень около 16 тыс. лет назад. В конце IX тысячелетия до н.э. началась, вероятно, не без тектонического воздействия быстрая регрессия; к концу VII тысячелетия уровень стал на 340 м ниже современного, и воды озера засолились [Мурзаева, 1991]. При потеплении в атлантический оптимум озеро стало расти: в конце V тысячелетия его уровень был на 250 м ниже, а к началу IV тысячелетия – лишь на 70 м ниже современного. Изучение палинологических спектров разрезов озера [Zeist, Woldring, 1978] показало, что с VII до первой половины V тысячелетия до н.э. при достаточно высокой температуре распространению деревьев мешал недостаток влаги, причём суше всего было в первой половине VI тысячелетия до н.э., когда уровень озера был минимальным. С середины V до середины II тысячелетия при увеличении влажности происходило распространение лесов, и во второй половине этого интервала установился современный лесной покров, где наряду с дубами достаточно широко представлены сосна и берёза. С III тысячелетия до н.э. увеличение влажности могло быть связано не с уве-

личением количества осадков, а с уменьшением испарения при некотором похолодании. С середины II тыс. до н.э. до X в. н.э. влажность ещё более возросла, леса распространились максимально и достигли современного уровня. При этом в позднеантичное и средневековое время уменьшилось количество древесной пыли, особенно дубовых, вероятно, в связи с вырубками и выпасом скота. В последние 350–300 лет антропогенное воздействие на ландшафт ещё более усилилось культивированием грецкого ореха и винограда [Zeist, Woldring, 1978]. Уровень озера в течение позднего суббореала и ранней субатлантики был на 30–40 м ниже современного. При небольшом похолодании времён государства Урарту (875–585 гг. до н.э.) он поднялся и стал на несколько метров выше, чем сейчас, а позднее стабилизировался на современном уровне [Мурзаева, 1991].

Согласно приведённым данным, район оз. Ван отличается от района оз. Зерибар, расположенного лишь в 450 км юго-восточнее и находящегося под воздействием того же средиземноморского источника осадков, аридностью бореала и начала атлантического периода, в связи с чем леса здесь распространились позднее. Это заключение основано не столько на изменениях уровня озера, которые могли определяться тектоническими причинами, сколько на изменениях палинологических спектров, которые описали В. Ван Зейст и Х. Уолдринг. Позднее, однако, В. Ван Зейст и С. Боттема [1985] обратили внимание на поразительное сходство палинологических характеристик разрезов обоих озёр. Поскольку разрез Зерибара датирован достаточно точно, это допускает возможность ошибок в датировании низов разреза Вана, что ставит под сомнение и заключение об его аридности в раннем голоцене.

В районе оз. Урмия распространение деревьев происходило в VIII–VII тысячелетиях до н.э. [Ван Зейст, Боттема, 1985]. То, что они появились здесь позднее и их широкое распространение охватывало более короткий период, чем на Зерибаре, скорее всего связано с общим более засушливым климатическим фоном.

Во впадине Систан восстановление муссонной циркуляции обусловило влажный, но сравнительно прохладный климат 9–6,5 тыс. лет назад. Примерно 6,5 тыс. лет назад начались быстрое потепление и аридизация. Аридная обстановка сохранялась донныне с краткими периодами увлажнения и похолодания 2,8 и 1,9 тыс. лет назад. С этапами увлажнения совпадают трансгрессии озера, которые были ниже позднеплейстоценовых. При наиболее высокой из них, 9–6,5 тыс. лет назад, уровень озера поднимался на 50–70 м выше современного [Мурзаева, 1991].

Литология и палинология скважин Персидского залива [Мурзаева, 1991] позволяют восстановить следующие климатические изменения в течение голоцена: 12–10 тыс. лет назад – аридно; в бореале (примерно 9 тыс. лет назад) – менее аридно; в атлантический период – гумидно; в суббореальный период – ариднее, но влажнее, чем в бореале; в субатлантический период (около 2 тыс. лет) – в общем гумидно с колебаниями.

Ситуация в районе Красного моря восстанавливалась по колонкам морских скважин, морфологии, палеонтологии и палинологии прибрежной зоны [Taviani, 1995]. Поскольку Баб-эль-Мандебский пролив имеет глубину не более 137 м, падение уровня мирового океана в эпоху последнего оледенения на величину 60–120 м ограничило проникновение свежих океанских вод, а прибрежная зона отличалась крайне сухими условиями. Засоление моря превысило 50%, и соль садилась там, где сейчас осаждаются карбонатные илы. Нормальная биологическая жизнь в море прервалась. Изменение условий отмечено слоем сапропеля, отражающим массовую гибель микроорганизмов и имеющим возраст 11–10 тыс. лет. Это означало проникновение свежих морских вод и увеличение

количества осадков, которое привело к появлению стока по ныне пересохшим рекам и выносу ими органического материала. Потепление вызвало большой температурный контраст между сушей и морем, более резкую, чем сейчас, сезонность климата и, соответственно, больше дождей летом. Влажный период продолжался в интервале с 11–10 до 6–5 тыс. лет назад и коррелирует со временем высокого уровня озер в Нубийской пустыне. Гастропода *Terebralia*, обитавшая в мангровых лесах по берегам моря, указывает на существенное опреснение вод. Она отсутствует в современных редуцированных мангровых лесах типа *Avicennia*, приспособленных к более солёным условиям, соответствующим современному аридному климату. Аридность прогрессировала с некоторыми колебаниями с начала суббореала.

Итак, конец плейстоцена ознаменовался на Кавказе и в других высоких горах региона двухфазным оледенением с сухим и холодным климатом, пришедшим на смену тёплому и влажному климату межледниковья. Некоторое увлажнение зафиксировано в период интерстадиала. В перигляциальной области в ледниковую эпоху, по крайней мере в её вторую фазу, о которой есть соответствующие данные, происходило резкое иссушение, проявившееся повсеместно до Красного моря включительно, и похолодание, более заметное в относительно северных широтах. Исключением представляется оз. Ван, испытывшее в это время значительную трансгрессию, но она могла быть вызвана тектоническими движениями и вулканизмом.

Дегляциация и связанные с ней постепенные потепление и увлажнение начались в разных местах в разное время. Например, в Восточном Закавказье и Северо-Западном Загросе они заметны уже 14 тыс. лет назад, когда в Персидском заливе и Красном море ещё сохранялся сухой климат ледниковой эпохи. Трансгрессии, которые испытали в самом конце плейстоцена озера Ван и Севан, свидетельствуют скорее всего не о возрастании количества осадков, а о тектонической и вулканической активизации. В бореале происходит дальнейшее потепление, которое повсеместно, кроме Черноморского склона Северо-Западного Кавказа и, возможно, района оз. Ван, сопровождалось увлажнением.

Теплые и влажные условия продолжали существовать, а местами усилились в атлантический период. Произошли трансгрессии Чёрного и Каспийского морей (см. разделы 7.1 и 7.2). Благоприятные условия в одних местах (Северо-Западный Кавказ, Северо-Западный Загрос, районы оз. Урмия и Персидского залива) сохранялись до конца атлантики, а в других местах изменились во второй половине этого периода. При этом в районе Севана температура и количество осадков понизились, но сравнительно высокая влажность поддерживалась уменьшением испарения, а в районе впадины Систан и Красного моря при высоких температурах около 6,5 тыс. лет назад началась аридизация, которая с некоторыми колебаниями продолжается по сей день. В начале суббореала некоторое снижение температур и количества осадков отмечено на Северо-Западном Кавказе и в районе Вана, причём в последнем поддерживалась высокая влажность уменьшением потерь на испарение. Тогда же на Большом Кавказе имела место подвижка ледников. В районе Персидского залива в суббореале стало несколько ариднее, а в субатлантике произошло небольшое увлажнение. В других местах уже в суббореале или его конце условия приблизились к современным. На этом фоне отмечаются эпизоды относительного похолодания и увлажнения: примерно в X в. до н.э. (Севан, Ван, Систан), I–II вв. н.э. (Севан, Систан) и XVI–XIX вв. (Гагрский хребет, Севан), примерно совпадающие по времени с подвижками ледников на Кавказе и отчасти в Тавре.

1.2.4. Восточное Присредиземноморье

На юге Турции, в сухой ныне долине Конья, в эпоху поздневалдайского оледенения, если судить по низкому содержанию пыльцы древесных в разрезах [Мурзаева, 1991], климат был сухим. Вместе с тем здесь существовало озеро, достигшее максимального уровня 23–17 тыс. лет назад. Вероятно, его трансгрессия определялась не увеличением влажности, а уменьшением испарения при существенном похолодании. Позднее, когда возраставшая аридность не могла компенсироваться уменьшением испарения, уровень озера понизился, и оно распалось на отдельные водоёмы [Мурзаева, 1991].

На юге Левантской зоны разломов, захватывая значительную часть Мёртвого моря и долину Иордана, в позднем плейстоцене существовало Лизанское палеозеро. А. Хоровиц [Hogowitz, 1979] выделяет в его истории следующие этапы:

– Плювиал 1 (60–40 тыс. лет назад, т.е. конец раннего валдая и начало средневалдайского интерстадиала): отложение свиты хамармар с пылью дубовых лесов и фауной влажного климата; осадков выпадало больше, чем сейчас.

– Интерплювиал 1–2 (40–32 тыс. лет назад): несогласие между свитами хамармар и амиаз и низы последней (её возраст определён ^{14}C -методом как 36–15,6 тыс. лет и U/Th-методом как 40,4–17,4 тыс. лет); растительность стала скуднее, но оставалась богаче, чем сейчас; леса сохранялись фрагментарно.

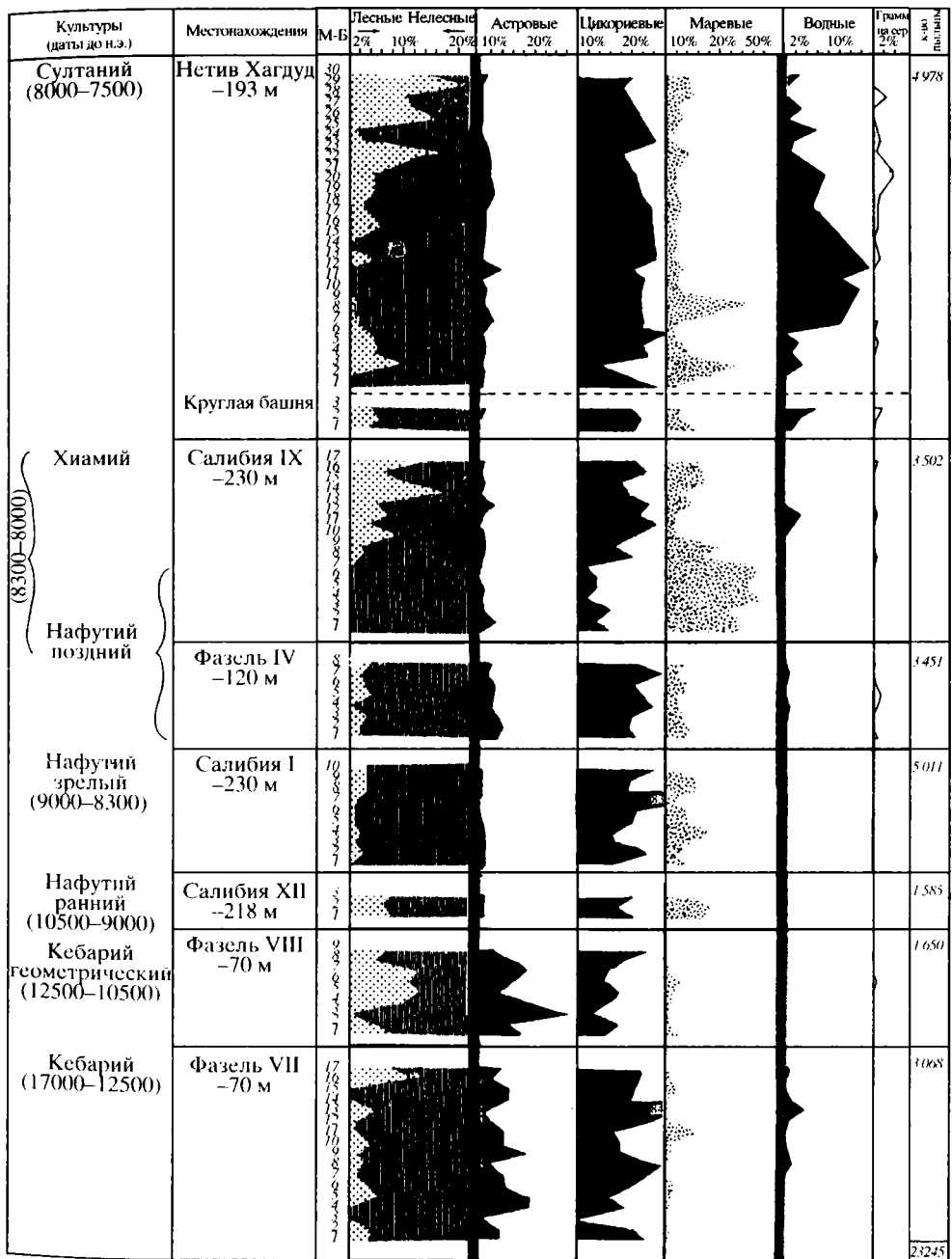
– Плювиал 2 (32–22 тыс. лет назад, т.е. конец средневюрмского интерстадиала и, возможно, самое начало поздневюрмского оледенения): верхи свиты амиаз, представляющие стадию максимальной трансгрессии Лисанского палеозера, когда его уровень поднялся до отметок –180 м, т.е. был на 220 м выше современного уровня Мёртвого моря, отмечены значительным распространением лесов.

– Интерплювиал 2–3 (22–18 тыс. лет назад): регрессия палеозера, представленная пачкой «белый клиф»; уровень озера упал на 300 м ниже современного; климат аридный, близкий к современному; тектоническая перестройка около 18 тыс. лет назад, приведшая к распаду палеозера в связи с проседаниями на севере (Галилейское, или Тивериадское озеро) и на юге (северная впадина Мёртвого моря); несогласие между свитами амиаз и фатзаэль.

– Плювиал 3 (18–11 тыс. лет назад): аллювиально-озёрная свита фатзаэль; распространение пыльцы древесных.

Изменения уровня палеозера происходили не только по климатическим, но и (может быть, в большей мере) по тектоническим причинам. Это бесспорно относится к этапу 2–3, но, возможно, и к предшествовавшей трансгрессии. Но также несомненны, хотя и не бесспорно датированы, климатические изменения, проявившиеся не только в зоне Иордана–Мёртвого моря, но и в пустыне Негев: там относительно влажные условия существовали до 35 тыс. и после 18 тыс. лет назад и разделялись аридным этапом. Интересные данные об аридизации Иудейской пустыни в конце плейстоцена получены путём изучения ризофоссилий, фиксирующих момент отмирания корней деревьев, т.е. смену гумидных условий аридным:: [Danin et al., 1987]. Получены радиоуглеродные даты: >50 тыс. (2 даты); 44,2 ± 4,6 тыс.; 30,75 ± 1,4 тыс.; 30,5 ± 0,9 тыс.; 29,8 ± 0,8 тыс. лет. Оставив в стороне три первые даты, как близкие к запредельным, получаем возраст начала аридизации – около 30 тыс. лет назад. Это, как и существование гумидных условий в пустыне Негев до 35 тыс. лет назад, ставит под сомнение датировки интерплювиала 1–2 и плювиала 2 схемы А. Хоровица.

Получены уточнённые данные и о климатической истории долины Иордана в эпоху поздневалдайской дегляциации [Leroi-Gourhan, Darmon, 1987]. Споропыльцевые диаграммы (рис. 1) показывают несколько гумидных всплесков, ко-



1985

Рис. 1. Палинологическая характеристика разрезов верхнего плейстоцена и нижнего голоцена (мезолит и докерамический неолит) района Мёртвого моря в Израиле [Leroi-Gourhan, Darmon, 1987]

Fig. 1. Palynological characteristics of the Upper Pleistocene and Holocene sections (Mesolith and pre-ceramic Neolith) in the Dead Sea region in Israel [Leroi-Gourhan, Darmon, 1987]

гда увеличивалось содержание пыльцы деревьев и водных растений и уменьшалась доля степных видов. В интервале 19–14,5 тыс. лет назад стратиграфия не вполне ясна и не позволяет точно датировать слабые проявления гумидности на фоне преобладающих аридных условий; в общем они тяготеют к концу этапа. Более чётко проявлен гумидный интервал 14,5–12,5 тыс. лет назад, отмеченный появлением древесных форм (4–10% с максимумом посередине) и, возможно, коррелирующийся с потеплением бёллинг. Следующий подобный интервал (12–11 тыс. лет) с содержанием до 6% древесных, может коррелировать с потеплением аллерёд. Затем климат прогрессивно осушался, что видно по значительному возрастанию содержания *Chenopodiaceae*. Но в интервале 10,3–10 тыс. лет назад снизу вверх по разрезу возрастает до 10–15% содержание пыльцы древесных форм и появляются (2–3%) водные растения. Прогрессирующая гумидизация отмечена и в интервале 10–9,5 тыс. лет: залесенность даёт небольшой всплеск в начале и существенно (до 15–20%) возрастает от середины к концу этапа; содержание водных растений достигает максимума (до 10–15%) к концу первой половины этапа и даёт менее значительные всплески в других частях разреза.

Рассматривая голоценовый климат Палестины и Синая, следует иметь в виду его широтную зональность. Сейчас количество осадков изменяется от 800 мм/год на севере Израиля до 30–40 мм/год на юге, так что на севере страны климат средиземноморский, а на юге пустынный [Hogowitz, 1987]. Холодные северные воздушные массы приходят только зимой и в комбинации с тёплыми водами Восточного Средиземноморья дают циклонические грозы, редко достигающие юга страны. В начале голоцена условия могли быть иными, но широтная зональность в той или иной мере сохранялась. По данным А. Иссара [Issar, 1996], голоценовый климат района Мёртвого моря, пустыни Негев и Синая характеризовался преимущественно аридными условиями. Они фиксируются длительным накоплением песчаных дюн, терригенный материал для которых поставляла дельта Нила при господстве западных ветров. На этом фоне выделяется период лимонитизации песков, отражающей условия сравнительного похолодания и увлажнения, – 5,7–1,5 тыс. лет назад. Внутри него были этапы повышенного похолодания и увлажнения. В.Э. Мурзаева [1991] выделяет такой этап 5,5–4,3 тыс. лет назад, связывая увлажнение с уменьшением испарения при похолодании. Затем, около 4 тыс. лет назад, климат был высокоаридным, а в интервале 3,5–2,8 тыс. лет (с максимумом 3,3–3,2 тыс. лет) фиксируется похолодание и увлажнение [Issar, 1996]. Позднее вновь произошла аридизация, о чём косвенно свидетельствует падение уровня Мёртвого моря до отметок на 40 м ниже современных [Мурзаева, 1991]. Следующий влажный этап был в последние века до н.э. – первые века н.э., когда уровень Мёртвого моря стал на 50 м выше современного, и берег озера находился возле г. Иерихона [Issar, 1996]. На фоне последовавшей аридизации и падения уровня озера отмечается его подъём около 1000 г., так что ещё в начале XX века он был на 10–11 м выше современного [Мурзаева, 1991]. Впрочем, эти колебания уровня могли иметь, по крайней мере отчасти, и тектоническую природу.

В Ливане и Западной Сирии во все этапы голоцена условия были более влажными, чем в Израиле [Hogowitz, 1987]. Во впадине Эль-Габ на севере Левантской зоны разломов и в районе г. Халев (Алеппо) древесная растительность начала распространяться около 11 тыс. лет назад, и примерно 10 тыс. лет назад, когда влажность достигла современного уровня, установился устойчивый лесной покров [Zeist, Woldring, 1978; Ван Зейст, Боттема, 1985].

Юг Турции в голоцене отличался относительной аридностью, хотя, вероятно, стал влажнее, чем в ледниковую эпоху. В районе оз. Сёгют на западе Тавра 9 тыс. лет назад началось распространение лесной растительности, но протекало оно из-за сухости медленно; только 3 тыс. лет назад влажность достигла современного уровня, и сосна стала преобладающим видом [Ван Зейст, Боттема, 1985]. В долине Коңья 10 тыс. лет назад отмечается небольшая трансгрессия озера, а затем, около 8 тыс. лет назад, озеро пересохло, и на его поверхности откладывался аллювий и распространилась сухостепная растительность [Мурзаева, 1991]. В целом, в Южной Турции климат стал существенно более влажным лишь в последние тысячелетия [Zeist, Woldring, 1978].

Более благоприятными в начале голоцена были условия в Центральной и Северной Анатолии. С. Боттема [Bottema, 1991] отмечает современную вертикальную зональность региона, при которой леса широко распространены лишь на побережье Чёрного моря и в прилегающих к нему хребтах. Вглубь полуострова леса редкуют и сменяются степью, природной и антропогенной. Эти различия существовали и в прошлом, и их надо учитывать при сравнении климатических обстановок. В позднеледниковую эпоху степные ландшафты были распространены шире. Примерно 13 тыс. лет назад появляются первые следы лесной растительности, представленной «пионерскими» формами – берёзой и можжевельником *Juniperus*; термофильные деревья росли только на берегу моря. Около 10 тыс. лет назад содержание пыльцы полыни *Artemisia* резко уменьшается, и леса начинают быстро «трансгрессировать». Примерно 7 тыс. лет назад сосна и берёза становятся преобладающими формами. Около 5 тыс. лет назад отмечается наступление лесов на степь, вскоре нейтрализованное некоторой аридизацией или хозяйственной деятельностью. Последняя проявляется со временем всё очевиднее уменьшением (особенно в степной зоне) содержания пыльцы диких растений.

В Северной Африке переход от конца плейстоцена к голоцену проявился значительной миграцией климатических зон [Petit-Maire, 1992]. Если в эпоху максимума последнего оледенения около 20 тыс. лет назад пустыня распространялась на юг до 13° с.ш., то позднее её граница с саванной сместилась на 1000 км к северу и около 8 тыс. лет назад достигла 22–23° с.ш. Многочисленные озёра и болота существовали по всей Сахаре, будучи скрыты при последующей аридизации активными песчаными дюнами, способными развиваться лишь при количестве осадков не выше 150 мм/год. Данные о раннеголоценовой (10–9 тыс. лет) гуминизации имеются и для Западной пустыни Египта (оазис Дахла). Б. Барич [Barich, 1995], выполнивший детальные археоландшафтные исследования в оазисе Фарафра (Западная пустыня), отмечает начало гумидизации, проявлявшейся, по его мнению, нерегулярными дождями, около 10 тыс. лет назад. Более регулярное обводнение имело место в интервалах 9–7 тыс. и 5,9–4,9 тыс. лет, после чего произошла аридизация. А. Иссар [Issar, 1996] сообщает о влажном климате Ливийской пустыни 5,65–5,2 тыс. лет назад. О раннеголоценовом увлажнении свидетельствует в какой-то мере слой сапропеля в Восточном Средиземноморье с возрастом около 8,6 тыс. лет [Fontugne et al., 1991]. Скорее всего, он связан с массовой гибелью микроорганизмов из-за проникновения в бассейн большого количества пресных или опреснённых вод. Их основным источником представляется Нил, обводнённость которого достигла максимума 8,6–8 тыс. лет назад. Определённую роль могли сыграть также сток опреснённых черноморских вод по Босфору, установившийся около 7,9 тыс. лет назад, и общее послеледниковое повышение уровня Средиземного моря, которое происходило особенно интенсивно примерно в

ту же эпоху [Piazzano, 1997] и приводило к обогащению бассейна органическим материалом затопляемых побережий.

Анализ осадков дельты Нила даёт некоторое представление о климатических условиях областей их сноса в бассейнах Белого (Центральная Африка) и Голубого (Эфиопское плато) Нила [Hamrroush, Stanley, 1990]. Указанные авторы по содержанию и соотношениям микроэлементов обнаружили, что интервал 17,5–13 тыс. лет назад был сухим в обоих истоках Нила. Гумидная фаза в Центральной Африке проявилась около 12,5 тыс. лет назад и соответствовала высокому уровню оз. Виктория. Фаза увлажнения в Эфиопии наступила 7–4 тыс. лет назад и коррелирует с высокими уровнями местных озёр.

Любопытные результаты по позднеголоценовым климатическим изменениям в Средиземноморье получены на археологических объектах Италии [Ortolani, Pagliuca, 1995]. Эти авторы выявили относительно прохладные и гумидные фазы и фазы более тёплых и аридных условий, не столь благоприятных для обитания. Первые приходятся на VI–IV вв. до н.э.(?), V–VIII вв. н.э., XVI–XIX вв., а вторые – на II–IV вв. н.э. и XI–XIV вв. В Северной Африке, по мнению указанных авторов, фазам увлажнения в Италии соответствовали фазы иссушения, а аридным фазам – гумидные условия, что авторы объясняют миграцией климатических зон. Однако использованный африканский материал невелик и представляется недостаточным для таких построений.

Итак, изменения климата в последнюю ледниковую и послеледниковую эпохи были в Восточном Средиземноморье сложными и неоднозначными в разных частях. Почти повсеместно эпоха поздневалдайского оледенения характеризовалась существенной аридностью. Лишь в Израиле, начиная с 18 тыс. лет назад условия были относительно плювиальными [Horowitz, 1979, 1987]. Впрочем, и здесь более детальные палинологические исследования и радиоуглеродные определения показали [Leroi-Gourhan, Damon, 1987], что в начале этого интервала всплески увлажнения были сравнительно слабыми и становятся более заметными 14,5–11 тыс. лет и особенно 10,3–9,5 тыс. лет назад. В других регионах с теми или иными отклонениями просматривается подобная ситуация, хотя наступившее увлажнение имело разные масштабы и началось в разное время. По-видимому, оно было сравнительно слабым на юге Анатолии (10–8 тыс. лет), более заметным в Ливане и Западной Сирии (с 11 тыс. и особенно с 10 тыс. лет) и в Центральной и Северной Анатолии (с 13 тыс. и особенно с 10 тыс. лет). В Северной Африке гумидизация началась 10 тыс. лет и достигла максимума 8 тыс. лет назад.

Дальнейшие изменения также протекали по-разному. В Северной Африке намечаются максимумы гумидности 9–7 тыс. и 5,9–4,9 тыс. лет назад, после чего началась аридизация. В Израиле, напротив, значительная часть раннего и среднего голоцена была засушливой, а относительное увлажнение проявилось несколькими всплесками в интервале 5,7–1,5 тыс. лет назад, будучи связаны с некоторым похолоданием. Эти всплески имеют возраст около 5 тыс., 3,5–3 тыс. и около 2 тыс. лет и после них снова произошла аридизация. В Ливане и Западной Сирии условия были более мягкими, и раннеголоценовая аридизация не столь заметна. В Южной Анатолии период ранне-среднеголоценовой аридизации затянулся, и современные гумидные условия установились лишь около 3 тыс. лет назад, а в Центральной и Северной Турции, напротив, гумидизация достигла максимума около 7 тыс. лет назад, а с 5 тыс. лет появляются первые признаки последующей аридизации.

Столь разнообразные изменения климата пытались объяснить по-разному. Е.В. Девяткин [1990, 1993] и А. Иссар [Issar, 1996] акцентировали внимание на

меридиональном смещении климатических зон при смене оледенение/межледниковье (или постледниковье). В общем виде это справедливо, особенно для границ тундра/лес и саванна/пустыня. Однако для Восточного Присредиземноморья, где согласно этой концепции на границе плейстоцена и голоцена влажные условия должны были смениться сухими условиями современной Сахары, указанное правило в большинстве регионов не выдерживается, и соотношения потепления с изменением влажности оказываются неоднозначными.

А. Хоровиц [Horowitz, 1987] рассмотрел усложнённый вариант миграции климатических зон, связав с ней изменение воздушных течений. Согласно его концепции, главной особенностью ледниковой эпохи было проникновение в Восточное Средиземноморье относительно влажных атлантических воздушных масс, которые, взаимодействуя с холодными северными массами, вызывали осадки, распределявшиеся равномерно в течение года, что обусловило общую плювиальность климата. В раннем голоцене сказалось влияние экваториальных тёплых воздушных масс, тогда как влажные атлантические массы и северные течения с трудом достигали Средиземноморья, и дожди, особенно на юге, в Израиле, были редки. Это было время максимального иссушения. Позднее и до современности северные холодные массы зимой стали проникать в регион, давая циклонические грозы. Их эффект уменьшался с севера на юг, где сохранились пустынные условия.

Вариант, предложенный А. Хоровицем, также не может быть принят, так как в максимальную фазу последнего оледенения в Восточном Присредиземноморье было сухо, а в послеледниковое время аридные условия чередовались с несколько более краткими этапами увлажнения. В Северной Африке раннеголоценовое увлажнение сменилось аридизацией в середине голоцена. Признаки подобного изменения слабее проявлены в Северной и Центральной Турции. А на юге Турции, напротив, гумидизация возрастала в течение голоцена.

В.Э. Мурзаева [1991], опираясь на исследования О.А. Дроздова [1982], считает неоднозначность соотношения температура–влажность проявлением порогового эффекта: повышение температуры до 2° действительно приводит к иссушению, тогда как при повышении на 3° и больше конвективные факторы становятся сильнее общециркуляционных, и влажность возрастает.

1.3. КЛИМАТ И РАЗВИТИЕ ЗЕМЛЕДЕЛЬЧЕСКИХ КУЛЬТУР

1.3.1. Общие замечания

В разных частях Восточной Ойкумены фиксируются синхронность распространения позднепалеолитических, мезолитических и неолитических культур с благоприятными климатическими условиями и, напротив, их деградация и даже перерывы в заселении при неблагоприятных условиях. Так, в Израиле [Horowitz, 1979] отмечаются перерывы между мустье и поздним палеолитом (40–30 тыс. лет назад) в эпоху средневалдайского интерплювиала и между поздним палеолитом и мезолитом (22–18 тыс. лет) в интерплювиал, соответствующий максимальной стадии поздневалдайского оледенения. В Сахаре и других пустынях Северной Африки с увлажнением раннего голоцена связано широкое расселение неолитических бродячих охотников. Возле озёр и других источников воды появляются более стабильные стоянки. В оазисе Фарафра Западной пустыни Египта они появляются в VII–VI тысячелетиях до н.э., причём в их экономике важную роль начинает занимать интенсивное собирательство растений.

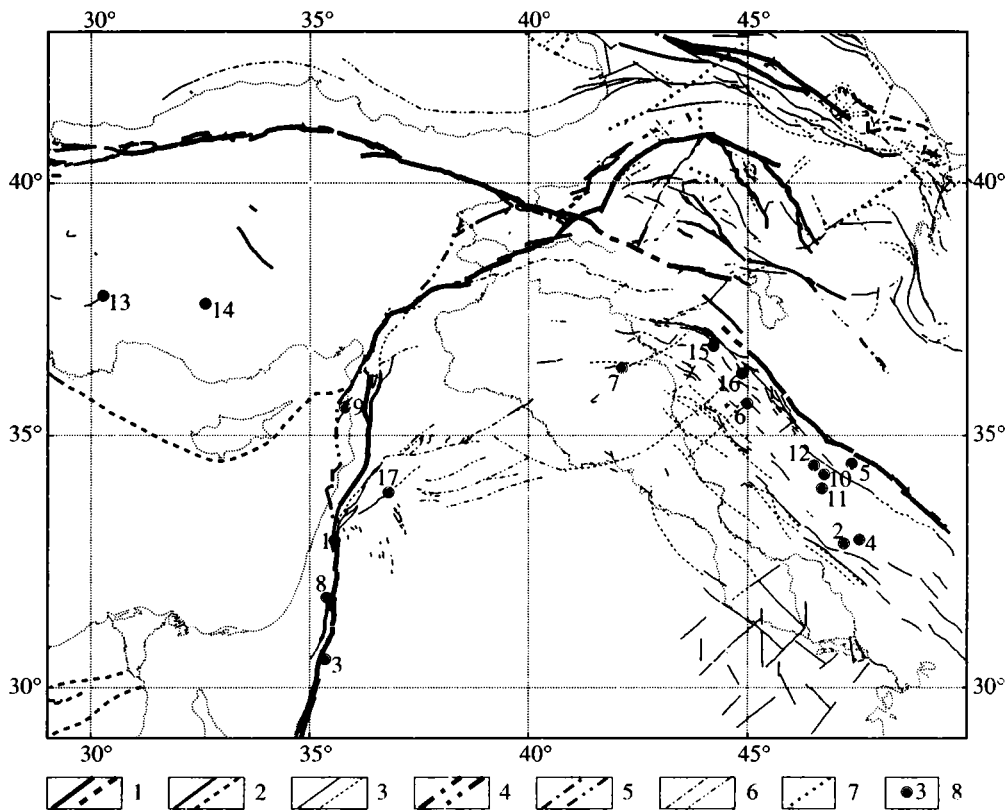


Рис. 2. Карта древнейших обнаруженных земледельческих поселений и активных разломов «Плодородного полумесяца» [Трифонов, 1999]

1–6 – активные разломы (слева достоверных, справа предполагаемых): 1–3 – разломы с проявлениями активности в позднем плейстоцене и голоцене, включая современность, со средними скоростями движений V , мм/год: 1 – $V \geq 5$, 2 – $1 \leq V < 5$, 3 – $V < 1$; 4–6 – разломы с проявлениями активности в среднем плейстоцене и, возможно, позднее со средними скоростями движений V , мм/год: 4 – $V > 5$, 5 – $1 \geq V < 5$, 6 – $V < 1$; 7 – скрытые активные разломы, выраженные на поверхности лишь косвенными признаками; 8 – древнейшие земледельческие поселения (цифры на карте): 1 – Айн Меллаха (Эйнан), 2 – Али Кош, 3 – Бейда, 4 – Бус Морде, 5 – Гандж Доре, 6 – Джармо, 7 – Джебел Магзалия, 8 – Иерихон, 9 – Рас-Шамра (Угарит), 10 – Тепе Асыаб, 11 – Тепе Гуран, 12 – Тепе Сараб, 13 – Хаджилар, 14 – Чатал-Хююк, 15 – Шанидар и Зави-Чеми, 16 – Шимшара, 17 – Ябруд

Fig. 2. Map of the most ancient found settlements and active faults in the «Fertile Crescent» [Трифонов, 1999(6)]

1–6 – active faults (the proved faults are shown on the left and the assumed faults are shown on the right): 1–3 – faults active in Upper Pleistocene and Holocene, including historical and contemporary; rates of motion on the faults (V , mm/year): 1 – $V \geq 5$, 2 – $1 \leq V < 5$, 3 – $V < 1$; 4–6 – faults active in Middle Pleistocene and perhaps later; rates of motion on the faults (V , mm/year): 4 – $V > 5$, 5 – $1 \geq V < 5$, 6 – $V < 1$; 7 – deep-seated active faults, indirectly manifested in the land surface; 8 – ancient agricultural settlements with numerals: 1 – Ain Mellaha (Einan), 2 – Ali Kosh, 3 – Beida, 4 – Bus Morde, 5 – Ganj Dore, 6 – Jarmo, 7 – Jebel Magsalia, 8 – Jerico, 9 – Ras Shanura (Ugarit), 10 – Tepe Asyab, 11 – Tepe Guran, 12 – Tepe Sarab, 13 – Hajilar, 14 – Chatal Huyuk, 15 – Shanidar and Zavi-Chemi, 16 – Shimshara, 17 – Yabrud

Освоение дельты Нила, фиксируемое с конца VI тыс. до н.э., связано с подъёмом уровня Средиземного моря, обусловленным потеплением и соответственно дополнительным поступлением талых ледниковых вод в мировой океан с середины VII до середины VI тысячелетий [Stanley, Warne, 1995]. Подтопление дельты усилило осаждение выносимого рекой ила и привело к формированию плодородной дельтовой равнины. На Кавказе в многослойных высокогорных пещерных стоянках фиксируются ашель, позднее мустье и неолит, но отсутствуют раннее мустье и поздний палеолит, приходящиеся на ранне- и поздневалдайское оледенения. Стоянки этого времени в предгорьях и межгорных впадинах содержат остатки бореальной фауны. В Средней Азии отмечается чёткая связь распространения археологических культур в районе Сарыкамыша с фазами увлажнения и обводнения озера, в частности, в VI–III тысячелетиях до н.э. [Развитие..., 1993].

Важнейшее значение в развитии человечества имела неолитическая революция – переход от охоты и собирательства к производящей экономике, основанной на земледелии и приручении животных. Раньше всего*, в самом начале голоцена, она произошла в области так называемого «Плодородного полумесяца» (выпуклой на север дуги, окаймляющей Аравийскую плиту и охватывающей территории Израиля, Ливана, Западной Сирии, Юго-Восточной Турции, Северного Ирака и Западного Ирана (рис. 2). Оставляя пока в стороне тот факт, что дуга достаточно точно совпадает с зонами активных разломов, обрамляющих плиту, рассмотрим климатический аспект этого перехода. А. Тойнби [1991; рус. перевод многотомного издания А.Д. Тоунбее «A study of history», 1934–1961] развил концепцию «вызова-и-ответа», согласно которой переход к земледелию был ответом древних охотников и собирателей на резкую аридизацию, наступившую в связи с таянием позднеплейстоценовых ледников. На самом деле ситуация была прямо обратной: земледелие возникло в фазы относительной гумидизации. Попробуем в этом убедиться.

1.3.2. Палестина, Ливан, Сирия

Одним из центров зарождения земледелия и скотоводства были Левантская зона разломов и её окрестности, лучше всего изученные в археологическом смысле на территории Израиля и соседней части Иордании. Здесь в конце XI – начале X тысячелетий до н.э. на смену мезолитической кебарийской культуре без признаков генетической преемственности приходит натуфийская протонеолитическая (позднемезолитическая) культура [Мелларт, 1982]. Согласно антропологическим данным, пришельцы принадлежали к евроафриканской расе и были приземистыми долихоцефалами. Они селились в пещерах и перед ними или сооружали жилища на открытых местах вблизи естественных водоёмов или источников.

Наиболее ценные сведения о создателях натуфийской культуры получены при раскопках их поселений в Иерихоне, Эйнане (Айн Маллаха) и Бейде (см. рис. 2). Находки серпов и микролитических вкладышей к ним, ступок и пестиков, зернотёрок и курантов, а также обмазанных ям для хранения припасов свидетельствуют об интенсивном собирательстве диких съедобных растений и, возможно, попытках их воспроизведения из семян, хотя последние не получили

* Ещё раньше, в самом конце плейстоцена, земледелие возникло в Индокитае, но оно затронуло лишь овощные и фруктовые культуры и не охватило злаковые и потому не привело там к радикальной перестройке экономики.

развития. Согласно приводимым Е.В. Антоновой [1982] сведениям, собирательство могло быть весьма продуктивным, ибо даже сейчас в Галилее в дождливый сезон дикие эммер и ячмень дают урожай 5–8 центнеров с гектара. Основным источником пропитания оставались охота и местами рыболовство. В рацион натufийцев входили дикий бык, дикий козёл, косуля, лань, газель, благородный олень, дикий кабан, лошадь (или, скорее, осёл?), медведь, заяц, мелкие грызуны, птицы, черепахи и т.д. Поселение Эйнан состояло из 50 круглых однотипных домов диаметром около 7 м. Они сооружались из камня и обмазывались глиной. Постройки Иерихона были глиняными. Обнаружены специально оборудованные погребения, небольшие примитивные каменные и костяные скульптуры, каменные кубки и миски, иногда орнаментированные. В каменной индустрии использовался местный материал, и лишь в Иерихоне в конце натufия найдены единичные обсидиановые изделия, свидетельствующие о появлении контактов с Анатолией.

Развитие указанных культур происходило на фоне характерных климатических изменений. Если в ледниковую эпоху (15–12,5 тыс. лет до н.э.) господствовали аридные условия, то времени позднего, так называемого «геометрического», кебария (12,5–10,5 тыс. лет до н.э.) соответствует заметная гумидизация, выразившаяся в появлении до 4–10% древесных в палинологических спектрах разрезов долины Иордана [Leroi-Gourhan, Darmon, 1987] (см. рис. 1). Новая фаза гумидизации (до 6% древесных в палинологических спектрах) совпадает с ранним натufием (10–9 тыс. лет до н.э.). Затем наступает фаза прогрессирующей аридизации, которой, вероятно, объясняется застойный характер натufийской культуры: поселения Эйнан и Бейда были покинуты, а в Иерихоне не обнаружено существенных признаков прогресса. Главный шаг в переходе к производящей экономике, называемый неолитической революцией, был сделан в следующую эпоху докерамического неолита. Она отличается дальнейшей гумидизацией климата: в интервале 8,3–8 тыс. лет до н.э. снизу вверх содержание древесных форм возрастает до 10–15%, а затем, в интервале 8–7,5 тыс. лет до н.э., после небольшого спада отмечается новая волна гумидизации, при которой содержание древесных форм в спектрах возрастает до 15–20%, а водных растений – до 10–15%.

Каменная индустрия докерамического неолита А Иерихона (8,5–7,5 тыс. лет до н.э. [Marchetti, Nigro, 1997a, b]) и его погребальные обряды развились непосредственно из натufийской традиции. Считается почти несомненным, что наряду с собирательством широкое распространение приобрело возделывание пшеницы и ячменя (табл. 1), но данных об одомашнивании животных нет; источником мяса оставалась охота [Мелларт, 1982]. Пожалуй, самым поразительным было превращение маленького натufийского Иерихона в большой посёлок численностью не менее 2000 жителей. Он состоял из круглых глиняных домов из сырцового кирпича на каменных фундаментах. Особое положение занимала круглая каменная башня с внутренней лестницей наверх и наклонной крышей из цельных каменных плит, сооруженная, вероятно, в начале VIII тысячелетия до н.э. и сохранившаяся на высоту 8,15 м. Внутрь башни вёл проход высотой 1,7 м. В ней находились цистерны для сбора дождевой воды и хранилище зерна. Возможно, башня служила оборонительным целям. Позднее в её проходе устраивались захоронения.

В долгой истории Иерихона времени докерамического неолита А выделено не менее 23 строительных горизонтов. Его сменил докерамический неолит В (7,5–6 тыс. лет до н.э. [Marchetti, Nigro, 1997a, b]) с 26 строительными горизонтами. Дж. Мелларт [1982] связывает его с пришельцами из Северо-Западной Си-



Рис. 3. Портреты (глиняная обмазка черепов с моделированием черт лица) обитателей Иерихона эпохи докерамического неолита В: а – из книги [Мелларт, 1982]; б, в – из статьи [Marchetti, Nigro, 1997b]

Fig. 3. Portraits (clay coating of skulls with face features modelling) of the Jericho inhabitants in the pre-ceramic Neolith B: а – [Мелларт, 1982]; б, в – [Marchetti, Nigro, 1997b]

неолита В пришла с севера, где при сходстве других природных показателей климатическая обстановка была более благоприятной. И, хотя стабильный и обильный водный источник на ветви Левантской зоны разломов (рис. 4) дал Иерихону возможность благополучно просуществовать в течение докерамического неолита В, более аридные, чем на севере, климатические условия сказались на состоянии поселения при переходе к керамическому неолиту (6–4,3 тыс. лет до н.э. [Marchetti, Nigro, 1997a, b]).

Как отмечает Дж. Мелларт [1982, с. 47], «в Палестине ещё нигде не установлена преемственность бескерамического и керамического периодов, зато в Сирии и Ливане собрано достаточно материала для того, чтобы установить такую связь». Дж. Мелларт связывает этот перерыв, возможно, достигавший нескольких столетий, с иссушением климата, заставившим оседлые коллективы сместиться с севера и частично перейти к полукочевому скотоводству [Антонова, 1982]. Позднее, обогатённые новым опытом, они могли вернуться, на что указывает то обстоятельство, что керамический неолит Палестины распространился с севера (из района Библа), но Палестина утратила из-за этих природных изменений свой приоритет на Ближнем Востоке. Халколит (энеолит) в Иерихоне совсем не представлен, возможно, в связи с ещё большей аридизацией.

В районах впадины Эль-Габ и г. Алеппо на северо-западе Сирии выявлено увлажнение климата в самом конце плейстоцена (рис. 5). Древесный покров здесь начал распространяться в конце X тысячелетия до н.э., а к концу IX тысячелетия влажность достигла современного уровня и установился устойчивый лесной покров. Это позволило населению Ливана и Западной Сирии перейти к освоению прежде сухих степей. Переход от культуры натуфийского типа к докерамическому неолиту зафиксирован в Ябруде (Антиливан) [Мелларт, 1982]. Несколько подобных поселений выявила британская экспедиция Э. Мура в Сирии [Антонова, 1982]. Крупнейшим был тель Абу Хурейра на севере страны. В его мезолитических слоях обнаружены круглые полуземлянки, а в неолитических – прямоугольные дома из сырцового кирпича.



Рис. 4. Современный Иерихон, фото из статьи [Marchetti, Nigro, 1997b]

Виден тель древнего Иерихона на борту грабена долины р. Иордан, ограниченного активным разломом (одна из ветвей Левантской зоны разломов); в основании разломного уступа находится водный источник

Fig. 4. Jerico today [Marchetti, Nigro, 1997b]

«Tell» (hill) of the ancient Jerico is situated in the side of the Jordan valley graben bounded by active fault (a branch of the Levant fault zone). A spring is located just in the lower part of the fault scarp

Начало использования злаков относится к IX–VIII тысячелетиям до н.э. – времени перехода от мезолита к неолиту. В VII тысячелетии до н.э. возделывали эммер (пшеница-двухзернянка) и двурядный ячмень. Позднейшие этапы (VI–середина IV тысячелетий до н.э.) характеризуют более сложные формы земледельческо-скотоводческой экономики. Вместе с тем, в поселении Мурейбит на левобережье Евфрата в 80 км к юго-востоку от Алеппо, датированном IX–VIII тысячелетиями до н.э., также зафиксирован переход от круглых домов натуфийских рыболовов и охотников к более поздним прямоугольным постройкам с геометрической росписью на стенах, но хозяйство их обитателей продолжало основываться на интенсивном собирательстве диких злаков [Антонова, 1982].

Ранний неолит Западной Сирии и Ливана распространён широко и характеризуется такими специфическими атрибутами, как «тахунийская» индустрия, прямоугольные дома с обмазанными полами, высокого качества каменные сосуды (тель Рамада, Рас Шамра, долина Амур) [Мелларт, 1982]. Характерно, что подобные атрибуты архитектуры и каменной индустрии переходят в последующий керамический неолит Библа и его местные вариации. В эту эпоху выращивали эммер, плёнчатый ячмень, разводили свиней и коз, занимались ткачеством и обработкой кож. Сохраняла значение и охота.

Находки, хотя и немногочисленные, изделий из обсидиана свидетельствуют о связях с северными соседями. Вместе с тем, в отличие от Анатолии с её неорнаментированной лощёной посудой, все местные керамические культуры, хотя и представляются вторичными, но демонстрируют пристрастие к орнаментали-

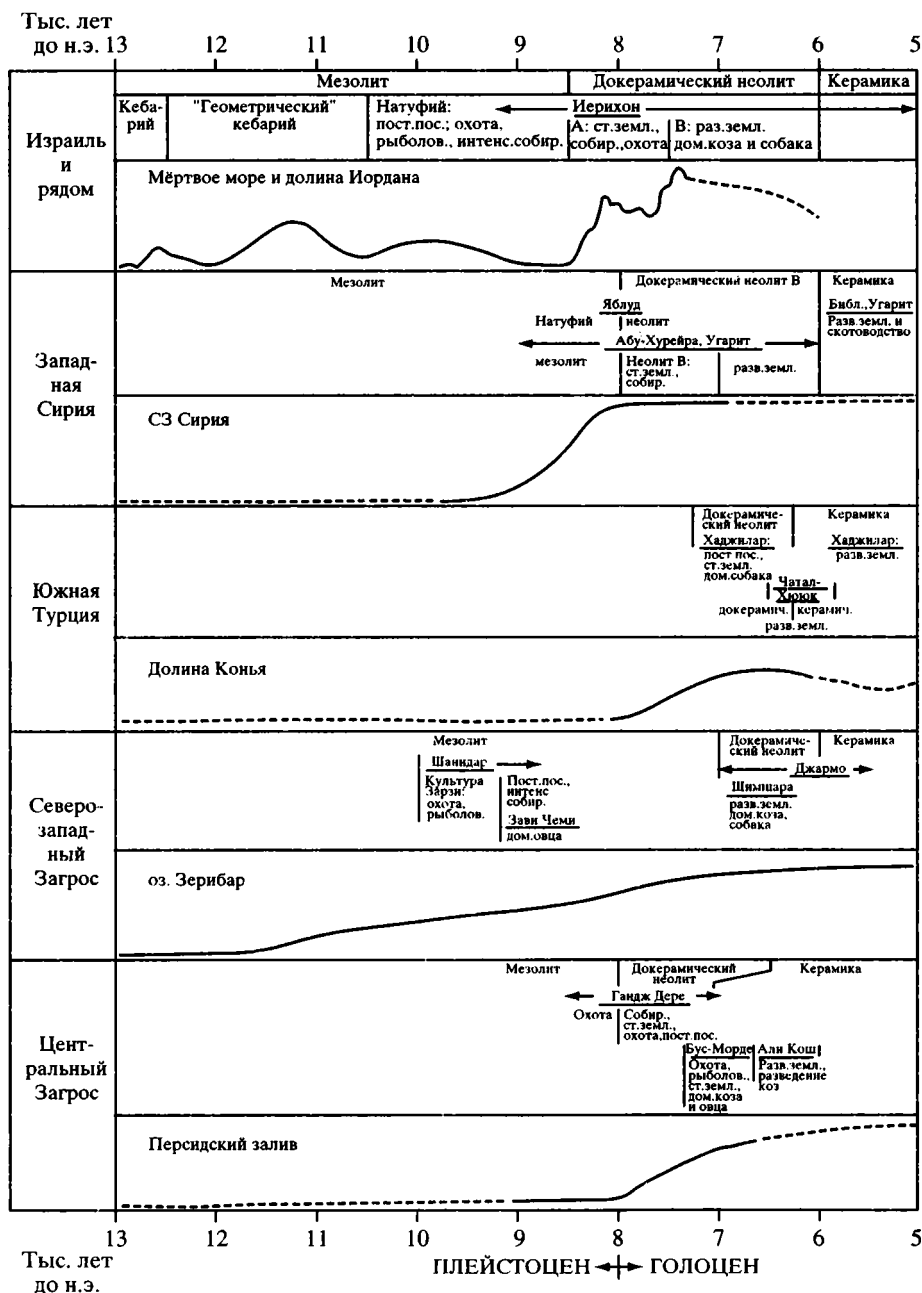


Рис. 5. Сопоставление развития культур и становления древнейшего земледелия с кривыми изменения климата (увлажнения) в различных районах «Плодородного полумесяца»

Сокращения: ст. земл. – становление земледелия; разв. земл. – развитое неорошаемое земледелие; интенс. собир. – интенсивное собирательство; раболов. – раболовство, дом. – domestикация; пост. пос. – постоянное поселение

Fig. 5. Correlation of the cultural development and generation of the ancient agriculture with climatic changes (a humidization) in different areas of the «Fertile Crescent»

стике [Мелларт, 1982]. При этом заметны существенные местные вариации. Так, в Западной Сирии на ранней стадии керамического неолита на короткое время получила распространение белая посуда, изготовлявшаяся из извести с примесью песка и соломы. На северо-западе Сирии (Амук В, Рас Шамра VC – около 6–5,5 тыс. лет до н.э.) приобретает изящные формы монохромная лощёная керамика, вероятно, создававшаяся не без влияния северных образцов. Но там же встречается и более грубая керамика, связанная с хассунской культурой VI тысячелетия до н.э. Северной Месопотамии. Что же касается Киликии, то её керамика была совершеннее сирийской и развивалась под влиянием более развитых культур Южной Анатолии.

1.3.3. Южная Анатолия

Климат Южной Анатолии в начале голоцена был относительно сухим, но, вероятно, менее сухим, чем в конце плейстоцена. Аридность местами компенсировалась водотоками, сбегавшими с высокого Тавра, и именно в таких районах возник и развился второй центр раннеземледельческих культур Ближнего Востока. На юго-западе полуострова в районе г. Анталья, возможно, имел место последовательный переход от позднепалеолитической культуры с натуралистическими пещерными наскальными рисунками к мезолитической культуре Белбаши, эквивалентной кебарии Палестины, и позднемезолитической (протонеолитической) культуре Белдиди – возможному аналогу натуфий. Обнаруженные в последней вкладыши для серпов могут свидетельствовать как о собирательстве, так и о раннем земледелии. Искусство натуралистической стенописи и наскальных рельефов, по-видимому, продолжалось в Анатолии достаточно долго, будучи представлено в древнейших слоях неолитического Чатал Хююка, имеющих возраст более 5,8 тыс. лет до н.э. По мнению Дж. Мелларта [1982, с. 81], именно в Анатолии сохранились свидетельства того, что «евроафриканская раса, древнейшая, зафиксированная в протонеолитических могильниках, представляет потомков европейского верхнепалеолитического человека. Исчезновение древнего анималистического искусства, видимо, было вызвано переходом от охоты и собирательства к производству и сохранению пищи, но этот процесс был медленным и ни в коем случае не всеобщим».

Небольшое семислойное поселение Хаджилар с его глиняными прямоугольными постройками с тщательно обмазанными глиной полами и стенами, печами во дворах и ямами для зерна даёт представление о раннем докерамическом неолите. Занятие земледелием документируется в V слое, имеющем радиоуглеродный возраст около 9 тыс. лет, остатками двурядного плёнчатого ячменя, эмера, дикой однозернянки и чечевицы при отсутствии данных о домашних животных кроме собаки [Мелларт, 1982].

На юго-востоке Анатолии не обнаружено памятников, близких натуфийской культуре. Возможно, они отсутствовали из-за сухости климата. Первое свидетельство производящей экономики даёт докерамическое поселение Чайону VII тысячелетия до н.э. [Антонова, 1982]. В долине Конья, где умеренная влажность и водотоки давали возможность развития неполивного земледелия, в середине и второй половине VII тысячелетия до н.э. существовали маленькие поселения, к числу которых относятся Джан Хасан III и древнейшие слои Чатал Хююка.

Занимавший в максимальную стадию развития площадь около 13 га неолитический посёлок Чатал Хююк представлен 12-ю строительными горизонтами,

охватывающими интервал, охарактеризованный радиоуглеродными датами от 8,5 тыс. лет [7580–7540 гг. до н.э.] до 7,6 тыс. лет [около 6440 г. до н.э.]. Согласно описанию Дж. Мелларта [1982], его прямоугольные дома и возможные святилища строились из формованного сырцового кирпича на кирпичном основании без применения камня. Внутренние помещения освещались маленькими световыми окошками под крышами. Входили в дом через отверстие в крыше, и по крышам, вероятно, сообщались с соседями. Характерным атрибутом комнат были платформы, служившие для сидения и сна; под ними же хоронили мертвецов после удаления мягких тканей.

Хозяйство базировалось на земледелии (зерновые: эммер, пшеница-однозернянка, голозёрный ячмень, горох, вика; масличные: крестоцветные, миндаль, фисташка; крапивное дерево, вероятно, использовавшееся для изготовления вина), скотоводстве (овца, корова?) и охоте (бык, благородный олень, кабан, дикий осёл, леопард, волк). Важным источником доходов были заготовка и обработка обсидиана, добывавшегося на близрасположенных четвертичных вулканах Карадаг и Хасандаг и распространявшихся в Западную Анатолию, на Кипр и на юг до Палестины. На стенной росписи из святилища VII горизонта изображён посёлок на незначительном удалении от извергающегося вулкана [Мелларт, 1982] (рис. 6). Насколько нам известно, это первое изображение такого природного события. Прimitивная керамика появляется на уровне X–IX горизонтов, но по-настоящему распространяется в существенно улучшенном варианте лишь в эпоху горизонта VIA с радиоуглеродной датой около 7850 лет [6680–6650 гг. до н.э.].

Главным культовым персонажем была богиня плодородия в виде девушки, матери или старухи. Мужское божество, явно подчинённое, изображалось в виде мальчика, возлюбленного или мужчины с бородой, часто сидящего на быке или (в рельефах) заменяемого бычьей головой. Эти сюжеты присутствуют в статуэтках, стенных росписях и рельефах. Характерны стилизованные сочетания обоих символов жизни: бычьих рогов и вылепленной женской груди. Изображение охотничьей сцены встречено в постройке III слоя (радиоуглеродный возраст около 7750 лет [6590–6510 гг. до н.э.]), но позднее они пропадают, возможно, в связи с общим упадком охоты и переходом к скотоводству [Мелларт, 1982].

Культура, следовавшая в Конийской долине за неолитическим Чатал Хююком (Западный Чатал Хююк, Джан Хасан), а, возможно, частично синхронная его поздней стадии (с середины VI тысячелетия до н.э.), вновь представлена небольшими поселениями. Керамика не обнаруживает преемственности от более ранних культур Чатал Хююка, но вместе с тем демонстрирует развитие местной керамической традиции [Мелларт, 1982]. Аналогичные находки в поселении Мерсин указывают на связи с Киликией. В верхних горизонтах появляется также керамика, сходная с изделиями северомесопотамской халафской культуры, что может быть результатом как прямого влияния, так и конвергенции образа жизни.

На юго-западе Анатолии в поселении Хаджилар (горизонты IX–VI) представлен краткий период позднего неолита (радиоуглеродные даты от 7650 лет [около 6460 г. до н.э.] до 7550 лет [6430–6415 гг. до н.э.]). Дома верхнего горизонта крупнее чаталхююкских. Во внутренней отделке помещений широко использовалось дерево, что свидетельствует о существенном распространении лесов. Неорошаемое земледелие подтверждается находками соответствующего инвентаря и зёрен эммера, однозернянки, голозерного ячменя, гороха, чечевицы, крапивного дерева. Медь встречается редко, но была известна. Физический

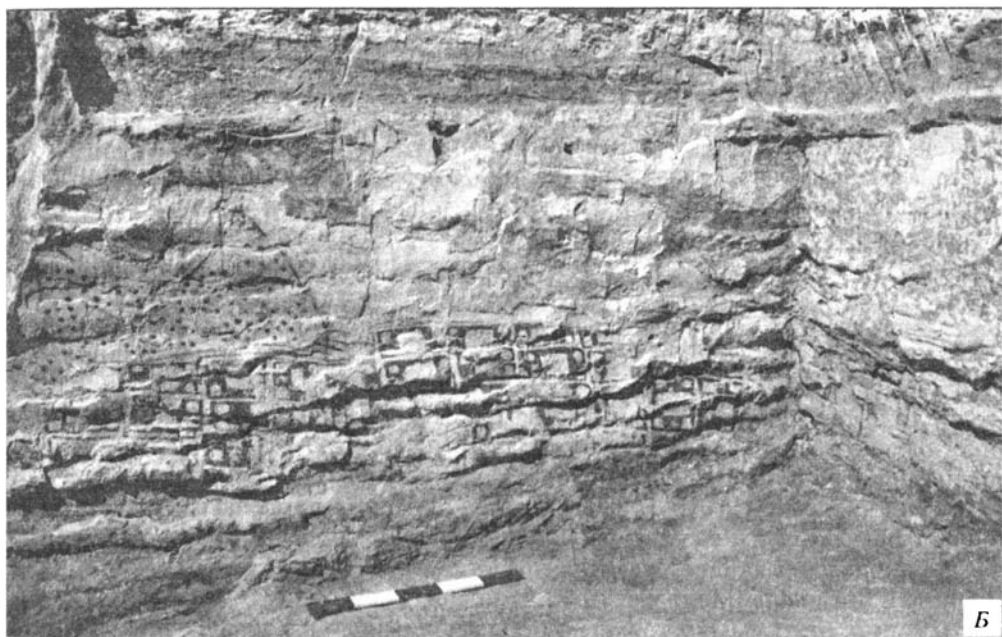
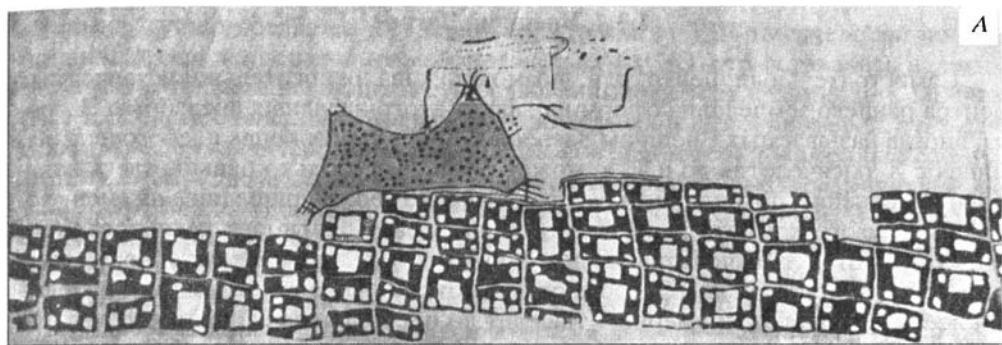


Рис. 6. Копия и оригинал фрески на стене помещения VII₁₄ неолитического поселения Чатал-Хююк VII (начало VI тысячелетий до н.э.) в долине Конья, Южная Анатолия, изображающая само поселение и за ним извержение вулкана Насан-Даг на восточном краю долины

Fig. 6. Copy and original of the fresco in the wall of the room VII₁₄ of the Neolithic Chatal Huyuk VII (beginning of the VI millenium BC), Konja Valley, Southern Turkey. The settlement and the Nasan Dagh volcano eruption behind it (in the eastern side of the valley) are seen

тип населения, реконструируемый по статуэткам домашнего культа и скелетам захоронений, представляет сочетание двух долихоцефальных рас: массивной евроафриканской и более грациальной протосредиземноморской [Мелларт, 1982]. После разрушения Хаджилара VI около 5600 г. до н.э. поздний неолит сменился ранним халколитом (энеолитом), что выразилось, прежде всего, в переходе от преимущественно нерасписной лощёной керамики к расписной керамике. Но в более западных районах нерасписная керамика сохранялась дольше и сменилась расписной лишь на уровне Хаджилара I (радиоуглеродные даты от 7200 лет [6150–6030 гг. до н.э.] до 6950 лет [5840–5790 гг. до н.э.]), что важно для датирования распространения земледелия в Грецию и на Балканы.

1.3.4. Внешний Загрос

Самостоятельный центр или, возможно, два относительно независимых центра раннего земледелия сформировались в юго-западных предгорьях Загроса, иногда называемых Внешним Загросом. Ещё в самом конце плейстоцена, начиная с X тысячелетия до н.э., а, может быть, и несколько раньше здесь началось увлажнение, потепление и распространение лесов, пришедшие на смену холодного сухого климата и пустынно-степной растительности ледниковья (см. рис. 5). В VIII–V тысячелетиях до н.э. происходит дальнейшее потепление и увлажнение; в Центральном Загросе развиваются ландшафты саванны с дубовыми лесами. Наконец, примерно 4 тыс. лет до н.э. при дальнейшей гумидизации, возможно, не сопровождавшейся потеплением, распространение в Загросе дубовых лесов достигает современного уровня. Помимо этих климатических особенностей региона становлению неорошаемого земледелия в западных предгорьях способствовало обилие рек, стекавших с хребта и его отрогов.

На северо-западе Внешнего Загроса (верховья р. Адхайм, бассейны рек Нижний и Верхний Заб) мезолитическая культура Зарзи, известная и в соседних регионах, могла быть создана, по мнению Дж. Мелларта [1982], пришельцами из района к западу и северу от оз. Ван и, судя по периодическому использованию обсидиана, сохраняла с этим районом связь. Культура представляет общество первобытных охотников и местами рыболовов. Низы разреза стоянки Шанидар, относящиеся к этой культуре, датируются X тысячелетием до н.э. В более высоких слоях пещеры Шанидар, как и в соседнем поселении Зави Чеми, представлена более развитая культура. Круглые каменные основания жилищ поселения имели очаги. Появляются ямы для хранения запасов и каменный инвентарь для интенсивного собирательства и, возможно, возделывания земли. Использование обсидиана и битума указывает на связи как с северными, так и с южными регионами. В нижнем слое поселения Зави Чеми с радиоуглеродной датой 10,85 тыс. лет [11030–10880 гг. до н.э.] обнаружены следы одомашнивания овцы. Признаки той же культуры обнаружены и в Карим Шахире.

Более поздние стадии развития представлены в многослойных поселениях Джармо и Шимшара [Мелларт, 1982]. В нижних горизонтах 16-слойного поселения Джармо, относимых к началу VII тысячелетия до н.э., зафиксировано возделывание эммера, пшеницы-однозернянки, двурядного ячменя, гороха, чечевицы, синей вики и использование фисташки и желудей. Одомашнены коза и собака. Предметы каменной индустрии здесь, как и в соседней Шимшаре, частично изготовлены из восточноанатолийского обсидиана. Пять верхних строительных горизонтов Джармо – керамические, причём в трёх верхних горизонтах керамика нерасписная и довольно примитивная, сходная с хассунской керамикой Северной Месопотамии, тогда как ниже (не позже начала VI тысячелетия до н.э.) встречены более совершенные образцы, красные лощёные и расписные. Очевидно, «расписная керамика Джармо» происходит из более юго-восточных районов Внешнего Загроса, где в верховьях бассейна р. Керхе найдены аналогичные образцы, причём качество их таково, что они не могли быть самыми ранними в Загросе. Шимшара оставалась бескерамической до проникновения туда керамики позднихассунского типа.

Исследования памятников Бус Морде, Али Кош, Тепе Гуран, Тепе Асьяб, Тепе Сараб, Гандж Дере и других поселений бассейна Керхе и соседних районов Хузистана позволили восстановить последовательность неолитических культур этой более южной части Внешнего Загроса. Согласно данным, приводимым Е.В. Антоновой [1982], поселение Гандж Дере в 37 км восточнее Кер-

маншаха, существовавшее с середины IX до конца VIII тысячелетий до н.э., проливает свет на переход от мезолита к неолиту. Охота оставалась важным занятием в течение всей эпохи существования поселения. Но если в нижнем слое E представлены лишь кости диких животных и нет зернотерок, то в следующем слое D появляются вкладыши серпов, зернотерки, каменные сосуды; жители собирали, а, возможно, и возделывали пшеницу-однозернянку и ячмень. Появляются постройки из больших сырцовых кирпичей. В последующих горизонтах представлено развитие строительной техники. Обнаружены древнейшие глиняные кувшины.

В развитии собственно неолитических культур Хузистана выделяются [Антонова, 1982]: период становления и развития неполивного земледелия и одомашнивания козы (с конца VIII до середины VI тысячелетий до н.э.) и период раннего поливного земледелия и одомашнивания быка (с середины VI до начала IV тысячелетий до н.э.). Первый период разделяется на три фазы. Экономика фазы Бус Морде –конец VIII – начало VII тысячелетий до н.э.) основывалась на охоте, рыболовстве и собирательстве. Но уже начали возделывать эммер и двурядный ячмень, а преобладание костей молодых особей указывает на начало одомашнивания козы и овец. Характерны небольшие постройки из сырцового кирпича. Из камня изготавливались сосуды и зернотёрки.

В фазу Али Кош (VII тысячелетие до н.э.) дома стали больше и прочнее. Основным источником мяса стали домашние козы. Обнаружены медные бусы, изготовленные техникой холоднойковки. По-видимому, во второй половине VII тысячелетия в Тепе Гуране появляется первая нерасписная керамика [Мелларт, 1982]. Там строятся глинобитные многокомнатные дома с печами и обмазкой пола и стен. Найдены зернотёрки, вкладыши для жатвенных ножей, зерна двурядного голозёрного ячменя и фисташки.

В фазу Мухаммед Джафар (с конца VII до середины VI тысячелетий до н.э.) у домов появляются каменные фундаменты. Распространяется «расписная керамика Джармо», которая в Тепе Гуране позднее сменяется более совершенной керамикой типа Тепе Сараба. При этом радиоуглеродные даты самого Тепе Сараба дают конец VII – начало VI тысячелетий до н.э. [Мелларт, 1982]. Интересно, что в VI тысячелетии охота вновь становится важным источником мяса: в Тепе Гуране количество костей газели не уступает количеству костей домашней козы [Антонова, 1982]. Возможно, распространение диких животных связано с дальнейшим увлажнением климата.

1.3.5. Северная Месопотамия

Хотя послеледниковое увлажнение и потепление сказались и в Северной Месопотамии, эти равнинные и слабо холмистые районы оставались более сухими, чем другие центры возникновения земледелия в «Плодородном полумесяце». Это компенсировалось местами сетью водотоков, достаточно водообильных во влажное время года. Именно в таком месте обнаружено поселение Джебел Магзалия на холмах возле г. Синджар на крайнем северо-западе Ирака, представляющее докерамический неолит и датированное VIII–VII тысячелетиями до н.э. [Антонова, 1982]. Возможно, оно было основано пришельцами из более обводнённых районов, уже освоивших земледелие. Во всяком случае, каменный инвентарь сходен с таковым одновозрастных горизонтов Джармо и Шимшары. Как и там, широко использовался обсидиан. Обнаружены элементы серпов, сходные с шимшарскими, каменные сосуды, зернотёрки, песты. Найдено медное кованое шило. Возделывались эммер и плёнчатый

ячмень. Возводились большие прямоугольные сырцовые дома на фундаментах из дикого камня. Полы выкладывались плитами известняка и обмазывались глиной.

Неолит и ранний халколит представлены в Северной Месопотамии хассунской, самаррской и халафской культурами [Мелларт, 1982; Заблочка, 1989]. Хотя ареалы распространения тех или иных элементов этих культур достаточно широки и в значительной мере перекрываются, наиболее характерные памятники демонстрируют территориальные различия. Халаф распространен на севере и северо-западе, самарра – на юго-востоке Северной Месопотамии, а хассуна занимает промежуточное положение. Вместе с тем, хотя культуры были частично одновозрастными, хассуна возникла и закончилась раньше, чем самарра, а самарра закончилась раньше конца халафа.

Древнейший вариант хассунской культуры, возможно, образующий самостоятельную культуру сотто, исследован в поселениях Ярым-тепе I и телль Сотто возле Синджара [Антонова, 1982]. Характерна грубая керамика с красной росписью и натуралистическими налестями. Обнаружены зернохранилища, сосуды для хранения припасов, бассейны для воды. Найдены медные бусы. Верхний горизонт этих поселений типично хассунский.

Каменная индустрия собственно хассунской культуры [Мелларт, 1982] не допускает её происхождения от культуры Джармо, с которой она частично одновозрастна, а керамика хассуны отчасти сходна с сирийской. Возможно, она происходит с северо-запада, из Турецкой Месопотамии. Особенно много памятников хассунской культуры на территории Ассирии, допускавшей неорошаемое земледелие. Характерны небольшие прямоугольные сырцовые дома. С середины VI тысячелетия до н.э. в поселениях хассунской культуры наряду с местной появляется расписная керамика самаррского типа.

По мнению разных исследователей, самаррская культура либо имела иранское происхождение, либо явилась продуктом развития хассуны. Важнейшая её черта, наряду с особенностями керамики – появление и развитие орошаемого земледелия [Антонова, 1982]. Древнейшие поселения самарры располагались вдоль Тигра. Сначала здесь строились дамбы для удержания разливавшихся вод, затем появились первые каналы. Такой канал обнаружен к северу от г. Мандали и датируется VI тысячелетием до н.э. В начале V тысячелетия (период убейд 3) канал имел уже ширину 4–6 м. Для самарры характерны крупные поселения с многоквартирными сырцовыми домами и оборонительными стенами. Обнаружены антропоморфные статуэтки, сходные с позднейшими убейдскими. Достаточно типично использование меди.

Влияние хассунской и самаррской культур распространялось широко [Мелларт, 1982]. Архаичная монокромная керамика раннехассунского типа известна в Матарре южнее г. Киркука во Внешнем Загросе, верхних горизонтах Джармо, Рас Шамре в Сирии и, наконец, в Сузиане. Возможно, она была древнейшей посудой в этой южной, прежде не освоенной области. Первая расписная керамика, обнаруженная в культуре Сузиана I, сходна с самаррской. Встречена она и в южномесопотамской культуре эриду.

Область распространения халафской культуры образует широкую дугу от Евфрата до Верхнего Зеба и примыкает на севере к предгорьям Тавра, местами заходя на них. Здесь были наиболее благоприятные в Северной Месопотамии возможности для неполивного земледелия. Его широкое распространение подтверждается многочисленными находками серпов, зёрен эммера, двурядного, а в конце периода и шестирядного ячменя [Мелларт, 1982]. Возделывался также лён для получения масла и, возможно, волокна. Были одомашнены крупный ро-

гатый скот, коза, собака и, вероятно, овца, но определённое значение продолжала иметь и охота.

Для халафских поселений характерны двухкомнатные дома вдоль мощёных улиц, строившиеся на каменном фундаменте из неформованного сырцового кирпича (формовка тогда была ещё неизвестна в Месопотамии). Наряду с прямоугольными восточнее Евфрата строили круглые сооружения. Обнаружены печи для хлеба. В развитии керамики выделяются три стадии, несколько различавшиеся в восточном (Арпачия в Ассирии) и западном (телль Халаф и другие поселения Сирии) вариантах. В целом ранняя стадия характеризовалась лощёной посудой с натуралистическими орнаментами, изображавшими стилизованных животных, людей и растения. В среднюю стадию создавалась более сложная керамика с геометрическими орнаментами, а в позднюю стадию распространилась полихромная посуда. Импортно-экспортные связи халафа зафиксированы на обширной территории от Средиземного моря до Персидского залива. Была известна медь, и, возможно, как раз с халафом связаны разработка руды и производство медных изделий в районе г. Диарбекира в Турецкой Месопотамии.

Именно в Турецкой Месопотамии, по мнению Дж. Мелларта [1982], могла находиться прародина создателей халафской культуры. Отмечается значительное сходство между халафом второй половины VI тысячелетия до н.э. и культурами Южной Анатолии (Чатал Хююк, Хаджилар, Джан Хасан). Оно представлено в посуде, ткачестве, обработке меди и, наконец, в религии (сочетание статуэток богини-матери и бычьих и бараньих голов, олицетворявших мужское плодородие). Первоначально Дж. Мелларт [1982] предполагал прямое влияние выходцев из Анатолии на развитие халафа, но позднее, когда выяснилось, что ранний халаф синхронен с заключительными стадиями развития Чатал Хююка, посчитал их сходство в значительной мере результатом социально-экономической конвергенции [Антонова, 1982]. Тем не менее, влияние Анатолии на развитие халафа несомненно. Конец халафской культуре положили в середине V тысячелетия до н.э., как полагают, пришедшие с юга Месопотамии носители убейдской культуры, основанной на орошаемом земледелии [Мелларт, 1982].

Выполненный анализ особенностей зарождения древнейшей производящей экономики «Плодородного полумесяца» убедительно показал, что одним из важнейших условий становления земледелия было улучшение климатических условий (см. рис. 5): увлажнение, сопровождавшееся в большинстве случаев потеплением. Развитие раннеземледельческих культур, их деградация или распространение также зависели в значительной мере от климатических факторов. Технологические приёмы, разработанные в предгорьях, межгорных и подгорных долинах, где было возможным неполивное земледелие, позволили выходцам из таких районов прийти к орошаемому земледелию и распространить его в районах Месопотамии, где неорошаемое земледелие было невозможным или мало продуктивным. Посмотрим теперь, как распространялись эти достижения за пределы «Плодородного полумесяца».

1.3.6. Раннеземледельческие культуры Восточной Ойкумены вне «Плодородного полумесяца»

Одним из направлений распространения раннеземледельческих культур центральной части Внешнего Загроса (Хузистана) был юг – *Сузиана и Южная Месопотамия*. Этот этап характеризовался развитием раннего поливного земледелия и одомашнивания быка и разделяется на четыре фазы [Антонова,

1982]. В фазу Тепе Сабз – вторая половина VI тысячелетия до н.э.) появляются первые признаки поливного земледелия. Культивируются пшеница, голозерный дву- и шестирядный ячмень, лён, вика и чечевица. Одомашнены собака и крупный рогатый скот. На юге этой фазе соответствует культура Сузиана А.

Фаза Хазине (первая половина V тысячелетия до н.э.) проявилась во всем Хузистане и, судя по керамике, содержит халафские элементы. Но более родственна она культурам Сузиана В и Хаджи Мухаммед в Южной Месопотамии. Сходство культуры Хаджи Мухаммед с указанными иранскими культурами, по мнению Дж. Мелларта [1982], настолько очевидно, что позволяет уверенно говорить о миграции населения из Ирана в Южную Месопотамию. Там культура Хаджи Мухаммед наложилась на местный субстрат, сменив культуру Эреду, древнейшую из обнаруженных в этом регионе и сложившуюся на рубеже VI и V тысячелетий до н.э. Для поселения Эреду характерны маленькие прямоугольные дома и святилища из сырцового кирпича. Керамика локальна, но по стилю близка к самаррской, что позволяет говорить о «северном» влиянии. Вместе с тем это едва ли может служить указанием на происхождения носителей культуры Эреду. Сходные с Эреду керамические находки были сделаны на полуострове Катар (юго-западный берег Персидского залива) и датированы началом V тысячелетия до н.э. [Антонова, 1982].

Культуры Эреду и Хаджи Мухаммед подготовили становление в Южной Месопотамии в начале второй половины V тысячелетия до н.э. убейдской культуры, вскоре распространившейся по всей Месопотамии до г. Элазига в верховьях Евфрата, Мерсина в Киликии и г. Хама на р. Оронте и создавшей условия для возникновения первых Шумерских государств [Мелларт, 1982]. Чтобы понять природные условия сложения и развития этой уникальной для того времени культурной общности, помимо климатических условий, ей благоприятствовавших, следует иметь в виду результаты проявившейся в Персидском заливе послеледниковой трансгрессии мирового океана (см. раздел 4 этой главы). Что же касается синхронных убейд фаз Мехме и Баят Хузистана и Сузианы (вторая половина V тысячелетия –3700 г. до н.э.), то в них также проявилось убейдское влияние [Антонова, 1982]. В фазу Мехме ещё продолжали развиваться, судя по керамике, собственно иранские традиции, но в фазу Баят они оказались почти полностью подавленными.

Теплые и влажные условия, установившиеся в *Загросе* в начале атлантического оптимума, способствовали развитию там местных вариантов керамического неолита. В верховьях рек Карун и Керхе сложилась культура Тепе Гиана V, игравшая важную роль в контактах между самаррой и позднее халафом и культурами Сузианы [Мелларт, 1982]. Позднее она оказалась в сфере влияния убейдской культуры. В районе оз. Урмия известна культура Хаджи Фируза [Мелларт, 1982]. Её древнейшие горизонты с нерасписной плохо обожжённой керамикой вскрыты в поселении Янык Тепе восточнее озера. Алебастровые сосуды, браслеты и статуэтки роднят эти слои с раннекерамической культурой северной части Внешнего Загроса, известной по Тепе Сарабу и Шимшаре. Более высокие горизонты поселения Хаджи Фируза южнее озера содержат и расписную керамику. Древнейший слой имеет радиоуглеродный возраст около 7500 лет [6400–6380 гг. до н.э.], а второй сверху слой – около 7115 лет [6000–5930 гг. до н.э.]. В первой половине V тысячелетия до н.э. их сменяет культура Далма, распространившаяся от Янык Тепе на севере до Гиана на юге и представленная в поселении Далма Тепе южнее оз. Урмия [Мелларт, 1982]. Дома состоят из маленьких комнат, группирующихся вокруг двора с очагами и ямами для припасов. Нижние горизонты поселения содержат нерасписную ке-

рамику, орнаментированную оттисками острых предметов и защипами пальцев. Появление такой примитивной керамики, одновозрастной халафу, может быть связано с проникновением на эти территории более отсталого населения из Иранского Курдистана. Выше в поселении Далма Тепе появляется самобытная расписная керамика.

Размеры и количество древних поселений в *Западном Иране к востоку от Загроса* «делает почти несомненным предположение о прочном установлении земледелия» [Мелларт, 1982, с. 75]. Наиболее изучена культура поселения Сиалк между г. Тегераном и г. Кашаном. Древнейший Сиалк I представлен глинобитными постройками. Керамика Сиалка I, вероятно, синхронная хассунской, часто имеет форму и орнамент, придающие ей сходство с корзинами. Сиалк II характеризуется постройками из сырцового кирпича, употреблением кованой меди для изготовления мелких орудий и украшений и нарядной керамикой, сходной по орнаменталистике с самаррой. Почти непрерывное развитие поселения привело к культуре Сиалка III, одновозрастной халафской и позднее убейдской культурам. Медные предметы стали отливать в формах. Керамика богато орнаментирована. В Сиалке III,4 найден гончарный круг.

Дальнейшее распространение раннеземледельческих культурных влияний на восток едва ли могло быть успешным в засушливых районах Центрального Ирана. Но вдоль Эльбурса в *Южную Туркмению*, где в начале атлантики, в VII тысячелетии до н.э., установились теплые и достаточно влажные условия, такое проникновение было возможным, и наложение этих западных влияний на местные традиции дало богатый результат. В VI тысячелетии до н.э. на подгорной равнине Копетдага, ограниченной с юга зоной Главного Копетдагского разлома, сложилась земледельческая джейтунская культура [Массон, 1971]. Основные участки её распространения совпадают с тремя современными оазисами: районами Кызыл-Арват-Бама на северо-западе (поселения Бама и Найда-Депе), Геок-Тепе-Ашхабад в центре (Джейтун, Песседжик-Депе, Чопан-Депе, Тоголок-Депе, Новая Ниса, поселение севернее Анау) и Меана-Чаача на юго-востоке (Чагыллы-Депе). В развитии культуры выделяются три фазы: ранняя, средняя и поздняя. Ранняя фаза известна только в поселениях Джейтун и Чопан-Депе. Затем происходит распространение культуры, и её поздняя фаза наиболее полно представлена в поселении Чагыллы-Депе. Его верхний слой имеет радиоуглеродный возраст 7000 ± 110 лет [5990–5740 гг. до н.э.].

Джейтунские поселения располагались у водотоков, которые в ту относительно влажную эпоху были водоносными круглый год. Вдоль них росли многочисленные деревья, что подтверждает обилие их остатков. Среди 106 образцов древесного угля Чагыллы-Депе 43 принадлежат тополю, 57 – карагачу, 3 – клёну, 2 – тамариску и 1 – арче. Паводковые воды естественным путём орошали поля, и необходимость в ирригации была минимальной. Земледелие было важнейшим элементом экономики. Возделывались двухрядный ячмень, мягкая и карликовая пшеница. Те же злаки культивировались здесь и в эпохи энеолита и бронзы.

Дикие предки обоих указанных видов пшеницы принадлежат, по Н.И. Вавилову, к восточному, ирано-афганскому ареалу. Карликовая пшеница, например, встречена в южноафганском поселении III тысячелетия до н.э. и среди растений, культивировавшихся в хараппской цивилизации. Распространение земледелия подтверждается ассортиментом каменного инвентаря, изготовлявшегося из местных материалов. Его существенную часть составляют вкладыши и основы серпов. Серпы имели архаичную прямую форму, тогда как в Хассуне, Джармо

и Сиалке в это время использовался более прогрессивный изогнутый серп. Каменная или костяная мотыга были неизвестны.

Мясная пища обеспечивалась охотой и скотоводством. Последнее уже в раннюю фазу давало значительную часть мясного рациона. При оценке мясных поступлений от диких и домашних животных следует иметь в виду, что признаки одомашнивания безоарового козла обнаружены уже в VII тысячелетии до н.э. в мезолитических слоях пещер Дам-Дам-Чешме и Гари-Камарбанд в Юго-Восточном Прикаспии. В слоях Джейтуна, представляющих раннюю фазу культуры, остеологические остатки распределены следующим образом: безоаровый козел – 58, домашние козы и овцы – 23, достоверно дикие животные (баран, джейран, кабан) – 57, неопределённые копытные – 51. В Чагыллы-Депе (поздняя фаза культуры) соотношение заметно смещается в пользу использования домашних животных. Подсчёт в трёх шурфах дал следующие результаты: овцы и козы (26/36/5 находок соответственно в каждом шурфе, крупный рогатый скот – 1/4/1, дикие животные (джейран и кулан) – 3/9/2.

В поселениях джейтунской культуры можно выделить суммарно 15–18 строительных горизонтов, охватывающих в целом несколько столетий, возможно, до тысячи лет. Поселения были довольно скученными и состояли из прямоугольных домов и хозяйственных построек, глинобитных, а позднее складывавшихся из сырцовых блоков. В Бами, расположенном возле скалистых предгорий, подводились каменные фундаменты. Полы и стены обмазывались известью или глиной и окрашивались чаще всего охрой. В одном из сооружений Песседжик-Депе обнаружена роспись из геометрического орнамента и изображений животных. Создавалась и использовалась архаичная керамика, изготовлявшаяся ленточным способом и окрашивавшаяся с простыми геометрическими узорами.

Для выяснения происхождения джейтунской культуры важны черты сходства её каменного инвентаря с верхними горизонтами мезолитических разрезов пещер Юго-Восточного Прикаспия. Там найдены признаки одомашнивания козы, но крайне редок или отсутствует такой неперенный и распространённый атрибут собирательства и земледелия как вкладыши для серпов. Вместе с тем при значительном своеобразии керамики и каменного инвентаря джейтуна намечаются параллели этих изделий её ранней фазы с верхами разрезов Тепе Гурана и Джармо, а поздней фазы – с Сиалком I [Массон, 1971]. Бесспорным проявлением их влияния может считаться проникновение в Предкопетдагские оазисы мягкой пшеницы, дикие предки которой не представлены в местной флоре.

В других районах *Средней Азии* переход к производящей экономике складывался, согласно В.М. Массону [1971], иначе – на базе преимущественного или исключительного развития скотоводства. Элементы этого в виде приручения козы наметились уже в мезолите пещер Юго-Восточного Прикаспия. Они получили дальнейшее развитие в кельтеминарской культуре Приаралья, причём в позднем кельтеминаре (V тысячелетие до н.э.) наряду с мелким был одомашнен крупный рогатый скот. Преимущественно скотоводческим путём развивались и культуры горных районов Таджикистана и Северного Афганистана. В гиссарской культуре VII–VI тысячелетий до н.э. в западном Таджикистане почти не встречаются жатвенные серпы, но широко представлены домашние животные. Следы одомашнивания козы и овцы зафиксированы и в пещере Гари-Мар на севере Афганистана (VI тыс. до н.э.). По мнению В.М. Массона [1971], скотоводческий путь развития был более медленным. Долгое время сохранялись архаичные формы, и существенный рывок произошёл лишь с переходом к кочевому хозяйству.

В Закавказье первые убедительные признаки земледелия и скотоводства зафиксированы в комплексе Шому-Тепе на р. Акстафа, относящемся к керамическому неолиту [Кушнарева, 1993] (см. раздел 6.1). С ним параллелизуются комплекс Шулавери в Квемо Картли, Грузия, и памятники Хатунарх и Цахнунк в Армении. Комплекс Шулавери представляет собой группу поселений, общая продолжительность существования которых оценивается в 800 лет. В поселениях культуры «шулавери-шомутепе» сооружались небольшие, часто округлые постройки из сырцового кирпича и землянки. Возделывались пшеница, ячмень, полба; среди костей, найденных на поселениях, преобладают домашние животные – бык, свинья, мелкий рогатый скот [Массон, 1971]. Использовались изогнутые серпы с вкладышами и мотыги из кости и рога. В каменной индустрии широко применялся малокавказский обсидиан. Производилась грубая лепная керамика с налепами.

Древнейшая радиоуглеродная дата, полученная из неолитических слоёв Шому-Тепе, – 7510 ± 70 лет [6430–6250 гг. до н.э.] [Кушнарева, 1993]. В.М. Массон [1971] приводит и более молодые даты из слоев рассматриваемой культуры – 6625 ± 210 лет [5720–5370 гг. до н.э.], 6260 ± 125 лет [5350–5050 гг. до н.э.] и 5920 ± 300 лет [5080–4480 гг. до н.э.], что позволяет распространять её на VI и даже начало V тысячелетия до н.э. Отнесение культуры к концу VII и VI тысячелетиям следует и из её археологического сопоставления с другими регионами Ближнего и Среднего Востока [Кушнарева, Чубинишвили, 1970]. Отсутствие неких переходных к этой культуре мезолитических или ранненеолитических культур, конечно, может быть результатом недостаточной изученности. Но представляется, что дело ещё и в том, что довольно прохладный и сухой климат сдерживал до поры до времени развитие здесь производящей экономики, и она сложилась лишь в эпоху атлантического оптимума при непосредственном влиянии соседних культур «Плодородного полумесяца».

Производящая экономика получила дальнейшее развитие в эпоху энеолита, чему способствовало улучшение климатических условий в атлантический оптимум. Памятники энеолита, распространённые не только в бассейне Куры, но и в бассейне Аракса от Араратской долины до Муганской степи, относятся, судя по археологическим параллелям [Кушнарева, Чубинишвили, 1970] и наиболее достоверным радиоуглеродным определениям [Кушнарева, 1993], к V тысячелетию до н.э. Ему соответствует, например, радиоуглеродная дата 5775 ± 90 лет [4720–4520 гг. до н.э.] из нижнего горизонта поселения Кюль-Тепе в окрестностях г. Нахичевани. Для него характерна сырцовая архитектура с округлыми домами. Наряду с изделиями каменной индустрии появляются медные наконечники стрел и украшения, для изготовления которых использовалась местная руда. Керамика грубая и мало дифференцированная, но наряду с ней встречена высококачественная импортная посуда халафа и убейда. Находки вкладышей серпов, костяных мотыг, зерновых ям и зёрен злаков говорят о развитом земледелии. В нижнем горизонте существенно преобладают кости мелкого рогатого скота, а выше возрастает доля костей крупного рогатого скота [Массон, 1971]. Заключительная фаза энеолита – комплекс Сиони – датирована в Шида Картли, Грузия, 3820–3640 гг. до н.э. [Badaljan et al., 1992]. Она подготовила расцвет закавказского земледелия, представленный куро-аракской культурой ранней бронзы (см. раздел 6.1).

В VI тысячелетии, а, возможно, начиная с конца VII тысячелетия до н.э. происходило становление земледельческо-скотоводческой экономики в Юго-Восточной Европе. Ранее всего оно зафиксировано в Македонии и Фессалии ещё в докерамическую фазу и несёт признаки культурного влияния или прямо-

го проникновения анатолийского населения [Мелларт, 1982]. Так, костяные крючки и каменные застёжки из Суфли Магула и других древних поселений Фессалии сходны с аналогичными изделиями начала VI тысячелетия до н.э. из Чатал Хююка и Хаджилара. Древнейшая монохромная керамика, появившаяся в Греции в первой трети VI тысячелетия до н.э., аналогична посуде Чатал Хююка, а появление в конце VI тысячелетия расписной керамики последовало за аналогичным событием в Хаджиларе.

Раскопанное поселение Неа Никомедия в Македонии даёт представление об экономике второй половины VI тысячелетия до н.э. [Мелларт, 1982]. Дома сооружались из обмазанных глиной столбов, были больше и стояли свободнее, чем в Хаджиларе, чьё влияние особенно заметно в керамике и каменной индустрии. Найдены зёрна пшеницы, ячменя, чечевицы, гороха, жёлуди и фисташки – набор, весьма сходный с Чатал Хююком. Были одомашнены овцы и козы; меньше культивировались свиньи и крупный рогатый скот. Показательно, что дикие предки одомашненного мелкого рогатого скота и некоторых видов зерновых отсутствуют в Греции и имеют анатолийское происхождение.

Культурные достижения Македонии распространялись как на юг, в Фессалию и Центральную Грецию, так и на север, в Болгарию и далее до Карпат. Поселение Вршник около г. Софии датируется началом VI тысячелетия до н.э. Здесь и в других памятниках Болгарии представлены как ранний неолит с монохромной керамикой, так и расписная керамика среднего неолита. Расписная керамика и предметы каменной индустрии, в частности, серпы обнаруживают сходство с Хаджиларом. В последние годы признаки почти столь же древнего возникновения земледелия и скотоводства обнаружены в Венгрии. Таким образом, становление земледельческо-скотоводческой экономики в Юго-Восточной Европе происходило в результате культурных контактов, а, возможно, и прямого проникновения анатолийского населения в Македонию через Босфор или острова Эгейского моря.

Переход к новым формам хозяйства быстро охватил обширные лесостепные регионы Средней и Восточной Европы, охарактеризованные культурой линейно-ленточной керамики. На занятия земледелием указывают находки зёрен мягкой пшеницы, семян полбы и гороха, мотыг из рогов оленя, кремневых вкладышей серпов и зернотёлок. Наряду с ними обнаружены кости коров, свиней, овец и коз. Быстрота перехода свидетельствует о подготовленности к нему местного населения. Благоприятствовали ему и климатические условия атлантического оптимума.

Памятники культуры линейно-ленточной керамики распространяются в *Северное Причерноморье* – до долин Прута и Днестра. Наряду с ней там в VI тысячелетии до н.э. сложилась самобытная буго-днестровская культура [Даниленко, 1969]. О занятии земледелием свидетельствуют обломки зернотёрок, мотыги из оленьего рога, ножи-серпы из кабаньих костей с кремнёвыми вкладышами; но сохраняли значение охота, рыболовство, собирание раковин. Сходство керамики с найденной в Нео Никомедия указывает на македонское, т.е. в конечном счёте то же анатолийское влияние.

Становление производящей экономики в Северном Причерноморье отличалось от более западных и юго-западных районов Европы [Массон, 1971]. Здесь не было сортового разнообразия диких злаков, но обитали тур и кабан, что определило большую роль скотоводства. Ещё до появления керамики в Крыму была одомашнена свинья (позднее бык и овца), а в Нижнем Приднепровье (низы разреза Каменной могилы) – бык. Для докерамического комплекса Сороки в Приднепровье (радиоуглеродные даты 7430 ± 80 лет [6390–6230 гг. до н.э.] и

7530 ± 120 лет [6460–6240 гг. до н.э.] основу экономики составляли рыболовство, охота и собирание моллюсков, но уже были одомашнены свинья и позднее бык. Доля потребления домашних животных в мясном рационе возрастала, судя по составу костных остатков, от 10 до 20% вверх по разрезу.

В течение V тысячелетия до н.э. (в эпоху керамического неолита) роль скотоводства ещё более возросла. Оно составляло основу хозяйства сурско-днепровской культуры, наряду с рыболовством, охотой и примитивным земледелием, на которое указывают находки мотыг из оленьего рога и костяных серпов с кремневыми вкладышами. Разведение крупного рогатого скота осваивают и племена днепро-донецкой культуры, обитавшие в лесостепной и лесной зонах верхнего Поднепровья и Южной Белоруссии и прежде строившие хозяйство на охоте, рыбной ловле и собирательстве.

Знаменательным событием в развитии скотоводства в Северном Причерноморье было одомашнивание лошади, первые следы которого обнаружены в поселении Дереевка на правом берегу Днепра, датированном второй половиной IV тысячелетия до н.э. [Бибилова, 1967]. Коневодство связывают с энеолитической среднестоговской культурой второй половины IV – начала III тысячелетий. Она сформировалась на базе сурско-днепровской и днепро-донецкой культур (V – первая половина IV тысячелетий), когда и могли предприниматься первые попытки приручения лошади. Во всяком случае, уже со второй половины IV тысячелетия в степи от Среднего Дуная до Волги распространяется культ конеголовых скипетров как символа власти, знаменующий появление конницы [Клейн, 1990]. Центром распространения культа, по-видимому, была новоданиловская культура Приднепровья.

Вместе с тем в материалах неолитических поселений Южного Приуралья и Северо-Западного Казахстана, датированных VI тысячелетием до н.э., наряду с костями других домашних животных найдены и кости лошади, причём на поселении Давлеканово им принадлежат 44% костей, а на поселении Батай они преобладают [Мартынов, 1996]. Если указанные датировки и факт домостикации лошади подтвердятся, можно поставить вопрос о существовании не только приднепровского, но и других центров её приручения.

Достаточно рано попал в сферу ближневосточного влияния *Kunp*. Наиболее древняя известная здесь культура – поселение бескерамического неолита Хирокитиа, датированное концом VII – началом VI тысячелетий до н.э. [Мелларт, 1982]. Несмотря на такую сравнительно позднюю дату оно имеет общие черты с натуфием или докерамическим неолитом А Иерихона. Это запаздывание может быть результатом сравнительно изолированного развития Кипра, но сходство указывает на уже тогда существовавшие связи с Восточным Средиземноморьем. Вместе с тем наличие обсидиана заставляет предположить прямые или косвенные контакты с Анатолией.

Дж. Мелларт [1982] отмечает две особенности этой культуры: достаточно крупные каменные орудия, возможно, происходящие от позднелепелитических, и круглоголовость (брахицефальность) населения. Хирокитиа – большое поселение из круглых домов. Они построены из местного известняка. Найдены основы серпов, зернотёрки, ступки, свидетельства разведения коз, овец и, возможно, свиней. В дальнейшем поселения этой культуры были заброшены, и лишь на северном берегу острова, в Трулли, фиксируется более поздняя культура с хорошо обожжённой расписной керамикой. Она сходна с керамикой Хаджилара I (конец VI тысячелетия до н.э.), откуда могло прийти новое население.

В долине *Нила* древнейшие поселения, жители которых занимались интенсивным собирательством, относятся к XIII–XII тысячелетиям до н.э. [Заблоцка,

1989]. Одним из них было Ком-Омбо севернее г. Асуана. Здесь длительное время жил коллектив из 160–180 человек. Найдены каменные зернотёрки и ножи, игравшие роль серпов. Хотя это и показывает высокий технологический уровень населения, перехода к земледелию не произошло, возможно, из-за отсутствия нужного ассортимента диких растений и надлежащих климатических условий. В эпоху последнего оледенения климат Северной Африки был сухим и довольно прохладным. Это была пустыня. В VIII тысячелетии до н.э. началась гумидизация, и в VII тысячелетии нерегулярные дожди сменились более регулярным обводнением. Северная граница саванны продвинулась на 1000 км к северу. В прежней (и нынешней) пустыне возникли озёра и болота, предоставившие богатые возможности первобытным охотникам.

В подходящих местах, например, во впадине Фарафра современной Западной пустыни Египта и подобных оазисах Сахары население переходило к интенсивному собирательству, что способствовало стабилизации поселений [Barich, 1995]. Возможно, уже тогда жители подобных поселений одомашнили овцу и делали первые попытки земледелия. Но окончательного перехода к производящей экономике не произошло и на этот раз, возможно, из-за некоторого иссушения в VI тысячелетии до н.э., сменившегося в V тысячелетии новым периодом увлажнения.

Именно к этому времени относится поселение Фаюм А в одноименном оазисе, датируемое V тысячелетием до н.э. (радиоуглеродная дата 5900 ± 110 лет [4900–4660 гг. до н.э.]) [Заблоцка, 1989]. Население занималось разведением свиней, коз, овец и, вероятно, крупного рогатого скота, охотой и собирательством. Выращивание ячменя, пшеницы и льна началось, но играло пока второстепенную роль. Найдены самые древние на территории Египта образцы нерасписной керамики, изготовленной вручную и обожженной. Чуть позже возникли первые стабильные поселения в Дельте [Заблоцка, 1989]. К их числу относится Меримде в западной части Дельты, где люди жили с конца V до середины IV тысячелетий. По-видимому, и здесь хозяйство основывалось на скотоводстве.

Древнейшие свидетельства производящей экономики в долине Нила представлены бадаринской культурой, датируемой началом IV тысячелетия до н.э. [Заблоцка, 1989]. Она была скорее земледельческой, чем скотоводческой. Выше, чем в Дельте, был уровень ремёсел. Керамика украшалась узорами и изображениями людей. Появилась полихромная посуда. Больших успехов достигло ткачество и резьба по слоновой кости. Непосредственной преемницей бадаринской культуры явилась амратская культура, при которой появились изделия из меди горячей и холоднойковки и существенно развилось керамическое производство. Рисунки на керамике показывают, что вьючным животным в это время был осёл, а в качестве водного транспорта использовались вёсельные суда. Преемницей амратской культуры стала герзейская культура конца IV тысячелетия до н.э., распространившаяся по всему Египту. Прогресс в ирригационном земледелии, ремёслах, идеологии и общественных отношениях, достигнутый за 400 лет развития этой культуры, обеспечил создание Древнеегипетского государства.

Таким образом, производящая экономика Египта сложилась сравнительно поздно, вероятно, на базе взаимодействия и в конечном счёте слияния культур выходцев из более южных районов Африки, населявших долину Нила, и полукочевых охотников, собирателей и ранних скотоводов Южного Присредиземноморья. Растения и животные были заимствованы, по крайней мере частично, из Передней Азии, поскольку в Египте для них нет исходных диких форм. Поэто-

му нельзя исключать того, что выходцы из Передней Азии приняли участие в становлении производящей экономики Египта. Во всяком случае, подобные экспансии (гиксосы, израильские племена и т.д.) случались неоднократно в Династический период египетской истории.

1.3.7. Влияние климата на последующее развитие земледельческих культур

Влияние климатических изменений на развитие уже сформированных земледельческих культур и цивилизаций имеет большое количество разнообразных подтверждений и проявлений. В гл. 7 (раздел 7.3) будет показана роль климата в развитии социально-политических кризисов, охватывавших весь цивилизованный мир Восточной Ойкумены. Здесь ограничимся лишь несколькими характерными примерами.

После аридного перерыва, приходящегося на халколит, на территории Иерихона около 3200 г. до н.э. начинает развиваться культура древнего бронзового века, совпадающая с некоторым запаздыванием с гумидной фазой, которая охватывала интервал 3,5–2,3 тыс. лет до н.э. [Issar, 1996; Marchetti, Nigro, 1997a, b]. Возникает и разрастается укрепленное городское поселение, приобретающее важную роль в торговых связях Египта и Сирии. Период завершается сооружением сплошной каменной оборонительной стены около 2300 г. до н.э. Затем город сокращается. Этот кризис, отмечаемый и в других городах Палестины и охватывающий интервал 2,3–2,0 тыс. лет до н.э., совпадает с эпохой резкой аридизации.

Новый этап активности приходится на период средней бронзы (2,0–1,55 тыс. лет до н.э.) [Marchetti, Nigro, 1997a, b]. Восстанавливаются связи с Египтом. В период наибольшего расцвета примерно в 1800 г. и 1600 г. до н.э. возводятся сначала одни, потом другие новые каменные стены, отмечающие всё больший рост города за пределы поселения раннебронзового века. Среднебронзовый период совпадает частично с началом гумидизации, основная фаза которой датируется интервалом 1,5–0,8 тыс. лет до н.э. Именно она, вероятно, привела к исходу евреев из Египта в Палестину и, в конечном счёте, к образованию Древнеизраильского государства. Но Иерихон в эту фазу теряет прежнее значение. Возможно, его разрушили «народы моря» (см. раздел 7.3). Он не возобновляется как город и в последующую засушливую эпоху. Возрождение Иерихона происходит лишь в эллинистическо-римское время, совпадающее с новой фазой гумидизации [Issar, 1996].

Как было показано в предыдущем разделе, становление производящей экономики в Юго-Восточной Европе и Северном Причерноморье совпадает с атлантическим периодом. Во второй половине V тысячелетия до н.э. на юге Украины, в Молдове и Румынии, на базе предшествующих культур и анатолийско-балканского влияния, возникает энеолитическая культура Кукутени-Триполье, представляющая собой вершину развития раннего земледелия и скотоводства в регионе. В её поздний этап, относящийся к первой половине III тысячелетия, сложилась характерная иерархия поселений: вокруг грандиозных по тем временам (до 500 га) центров с концентрической планировкой, большими, нередко двухэтажными строениями, располагались святилища и небольшие поселения с нерегулярной планировкой. Такая иерархия отражает социальное расслоение общества, хотя признаков имущественного неравенства не обнаружено, и может рассматриваться как предтеча полисного устройства. Быстрая деградация трипольской культуры во второй половине III тысячелетия совпадает с похолоданием начала суббореала.

Оно сказалось и на судьбе другой раннеземледельческой культуры – куро-аракской, сложившейся в середине IV тысячелетия до н.э. в Закавказье (см. раздел 6.1). В начале второй половины III тысячелетия, к концу зрелой фазы её развития, наметилась концентрация населения межгорных впадин вдоль крупных рек, освоение высоких предгорий и горных долин и массовая миграция населения на юго-запад – в Восточную Анатолию, Сирию и Палестину, и на юго-восток – в Северо-Западный Иран. Возможно, это отчасти связано с похолоданием и аридизацией исконных областей сложения культуры. Заметим, что в это же время наступил кризис в городах-государствах Шумера, приведший к его завоеванию восточно-семитскими племенами под предводительством Саргона Аккадского (2371–2316 гг. до н.э.).

На подгорной равнине вдоль северо-восточных подножий Копетдага, где начавшийся в VII тыс. до н.э. период увлажнения продолжался до начала II тыс. до н.э., ареал раннеземледельческой джейтунской культуры расширился в эпохи энеолита и бронзового века, чему способствовала миграция иранского населения в начале энеолита (культура Анау IA) и возможных переселенцев из Элама на определённых этапах бронзового века. Земледелие распространилось в долину Пратеджена. Но последующая аридизация и связанные с ней блуждание и деградация Теджена привели к вырождению, а во второй половине II тыс. до н.э. к гибели этих культур.

Новая полоса расцвета земледелия в Средней Азии приходится на античное время, также совпадающее с фазой увлажнения. В VI в. до н.э. – II в. н.э. площадь орошаемых земель в бассейне Арала достигала 3,5–4 млн. га [Толстов, 1962; Андрианов, 1991]. Во второй половине I тысячелетия до н.э. земледелие развивается даже в ныне засушливой Джунгарии. Однако аридизация, первые признаки которой наметились ещё в самом конце I тысячелетия до н.э., в III–V вв. н.э. достигла максимума, что привело к деградации экономики и облегчило арабское завоевание.

Очередное увлажнение, сопровождавшееся некоторым понижением температур, приходится на XI–XV вв. С ним связан новый расцвет земледелия, расширение орошаемых земель до размеров, близких к античному времени [Клиге и др., 1998], рост старых и появление новых городов. Даже разрушения, вызванные монгольским завоеванием и походами Тимура, не привели к существенной деградации и были быстро ликвидированы. Кстати, сама монгольская экспансия, как неоднократно отмечал Л.Н. Гумилёв [1966(а), 1990(б)], стала возможной благодаря росту населения степи, обусловленному в конечном счёте её увлажнением. В XIV–XVI вв., с подъёмом уровня воды в Сарыкамышской впадине, ирригационное земледелие интенсивно развивается и на её склонах.

Однако, начиная со второй половины XVI и особенно с XVII в., в развитии государств Средней Азии намечается застой, совпадающий по времени с иссушением эпохи Малого скандинавского оледенения. Он особенно сказался на Хорезмском оазисе, где с прекращением стока по Кунядарье жизнь в г. Ургенче стала замирать, и Сарыкамышской впадине, где с понижением уровня и засолением озера земледелие почти полностью прекратилось. Ещё более наглядно климатические колебания античного и средневекового времени проявились в подъёмах и спадах Самарканда.

Увлажнение Северо-Западной Индии и соседних регионов, охватывающее интервал 3–1,8 тыс. лет до н.э., способствовало расцвету Хараппской цивилизации. Последующее иссушение, фиксируемое во многих местах Центральной, Южной и Восточной Азии, совпало с началом её деградации, а через 2–3 столетия она прекратила существование как целое, и пришедшие в Северо-Западную

Индию арии застали лишь её развалины и отдельные очаги, сохранившиеся близ побережья и в более южных районах субконтинента. Новая фаза увлажнения пришлось в Северной Индии на последние века до н.э. – первые века н.э., создав благоприятные условия для развития блистательных государств классического периода индийской истории: царств Маури, Сунгаса, Сатаваяна, Кушана и Гупты. Последующее иссушение V–IX вв. было временем существенной социально-экономической деградации.

Начавшаяся в IV–V вв. н.э. аридизация охватила североафриканскую и восточносредиземноморскую житницы Римской империи, подорвала тем самым её экономику и способствовала крушению империи (см. раздел 7.3). Неблагоприятные климатические условия продолжались в Европе до «эпохи викингов», явившейся одним из факторов нового экономического и социального подъёма. Очередное похолодание, связанное с «Малым скандинавским оледенением», наметилось в Европе ещё в XVI в., получило наибольшее развитие в XVII–XVIII вв. и продолжалось до XIX в. Оно существенно отразилось на экономике и жизни общества.

1.4. ИЗМЕНЕНИЯ УРОВНЯ МИРОВОГО ОКЕАНА

1.4.1. Обзор изменений уровня моря в голоцене

Изменения уровня моря могут быть обусловлены различными причинами. Их подробно рассмотрел и проанализировал А.О. Селиванов [1996], в работе которого приведён и подробный список литературы по проблеме. Упрощая классификацию причин изменения уровня, приводимую А.О. Селивановым, наиболее значимые причины можно свести к двум главным источникам: изменению климата и тектоническим воздействиям.

Наиболее очевидной климатической причиной является концентрация воды в ледниках при оледенениях и поступление в океан талых вод при дегляциации. Для рассматриваемого нами интервала времени решающее значение имело таяние ледников последнего оледенения. Как показали исследования разных авторов, уровень мирового океана быстро реагировал на этот процесс, и скорость подъёма уровня океана зависела практически лишь от режима дегляциации. Суммарная амплитуда послеледникового подъёма оценивается величинами 120 ± 50 м [Природные условия..., 1986; Селиванов, 1996], причём большинство оценок, полученных разными методами, находится в интервале значений 100–130 м.

Прямая корреляция между подъёмом уровня моря в поздне- и послеледниковое время, установленным по высотам рифовых террас на о-ве Барбадос, и интенсивностью поступления в океан талых ледниковых вод (рис. 7) показывает, что таяние ледников – главный фактор подъёма уровня моря [Селиванов, 1996]. Вместе с тем этот подъём является интегральным эффектом, зависящим, помимо поступления талых вод, от косвенных последствий дегляциации – гляциоизостатических и гидроизостатических движений литосферы, изменяющих фигуру Земли. Дело в том, что наращивание ледникового щита приводит к изостатическому погружению покрываемой им земной поверхности. Из-за изгибной прочности литосферы прогибание распространяется несколько шире собственно ледниковой области. Избыток веса вызывает отток глубинных масс в стороны, из-за чего вокруг ледникового щита должен возникать изостатический вал «выпираания». Существование такого вала в конце плейстоцена было выявлено на севере Русской плиты, причём в процессе дегляциации вал мигрировал к северу [Былинский, 1979].

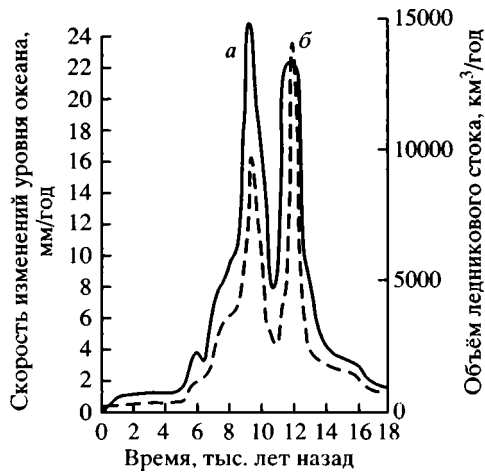


Рис. 7. Сопоставление скорости изменения уровня океана на о-ве Барбадос (*a*) и интенсивности поступления в океан талых ледниковых вод (*б*) в конце плейстоцена и голоцене [Селиванов, 1996]

Fig. 7. Correlation of rates of the oceanic level changes in the Barbados island (*a*) and rates of entering of the melted waters into the ocean (*b*) in the end of Pleistocene and Holocene [Селиванов, 1996]

При дегляциации и позднее происходит обратный процесс – гляциоизостатическое воздымание прежнего ледникового щита. На большей части территории Восточной Ойкумены покровные оледенения в плейстоцене отсутствовали.

Исключение представляет территория Тибета, где гляциоизостатические движения могли вносить вклад в неравномерность четвертичного тектонического воздымания [Li Jijiun, 1991], хотя масштабы четвертичных оледенений Тибета являются предметом дискуссии [Morner, 1991]. Во всяком случае, связываемые с ними гляциоизостатические движения не могли прямо повлиять на изменения уровня океана, поскольку не достигали побережий. Поэтому на изменения уровня моря в Восточной Ойкумене оказывали влияние лишь косвенные последствия гляциоизостази. Во-первых, происходило некоторое повышение уровня мирового океана из-за сокращения его площади при гляциоизостатическом подъёме приполярных территорий. Во-вторых, аккумуляция и деградация ледниковых щитов в полярных широтах и соответствующее гляциоизостатическое перемещение горных масс деформировало фигуру Земли, изменяя угловую скорость её вращения и величину полярного (сверхгидростатического) сжатия, что изменяло эквипотенциальную поверхность геоида и, соответственно, уровень моря в разных широтах. Впрочем, гляциоизостатическое изменение фигуры Земли приводило к перераспределению водных масс, прежде всего между полярными и экваториальными широтами и в минимальной степени касалось умеренных широт, где находится большая часть Восточной Ойкумены.

Чтобы оценить относительное участие в изменении уровня моря поступления талых вод и изостатических движений, сопоставим скорости обоих процессов. Подъём уровня океана из-за поступления талых вод следует с очень небольшим запаздыванием за дегляциацией. В эту эпоху скорость подъёма составляет 20 мм/год, а в краткие (сотни лет) стадии разрушения крупных ледниковых щитов может достигать 100 мм/год [Селиванов, 1996]. Гляциоизостатические движения более растянуты во времени. Так, послеледниковое поднятие Фенноскандии продолжается до сих пор, и снятие ледовой нагрузки остается недокомпенсированным. Полная изостатическая компенсация в подобных ситуациях требует тысяч лет, а в условиях столь высоковязких пород, какие слагают литосферу Фенноскандинавского (Балтийского) щита, возможно, вообще не достигается. Как бы то ни было, с наибольшей скоростью (> 100 мм/год) послеледниковое гляциоизостатическое поднятие происходило в течение примерно 1000 лет с момента снятия ледовой нагрузки. Общая амплитуда потенциального воздымания, рассчитанная по предполагаемой мощности стаявшего льда, оценена в 800 м [Morner, 1979], но пока она далеко не достигла этой величины.

Таким образом, оба рассмотренных источника подъёма уровня мирового океана проявляются с наибольшими скоростями непосредственно вслед за дегляциацией. Но режимы изменения скоростей процессов несколько различаются, обуславливая особенности изменения уровня моря в отдельных регионах. Так, возле г. Хельсинки за первые два тысячелетия голоцена уровень моря понизился из-за гляциоизостазии на 30 м. Затем интенсивность процесса понизилась, а поступление талых вод продолжалось из-за дегляциации в других регионах. В итоге, в последующие две тысячи лет установилось равновесие между эвстатическим подъёмом океана и локальным гляциоизостатическим поднятием.

Среди тектонических факторов изменения уровня моря, сказывающихся на общем уровне мирового океана, наибольшее значение имеют вертикальные движения обширных территорий и изменение различий среднего гипсометрического уровня поверхности континентальной и океанической литосферы из-за изменения их термодинамических параметров. Такие изменения имели место в истории Земли [Трифонов, 1990(a)], но скорости их существенно уступали скоростям изменения уровня моря при смене ледниковых и межледниковых эпох. Столь же невелики и скорости вертикальных движений крупных структур земной коры, обычно не превышающие в подвижных поясах миллиметров, а в платформенных областях – долей миллиметра в год.

Вклад быстрых перемещений отдельных блоков при катастрофических землетрясениях мало сказывался на уровне мирового океана, поскольку лишь в редких случаях вертикальная компонента таких перемещений достигала нескольких метров, а охваченная ими площадь – 10^4 – 10^5 км². Ещё меньше воздействие на уровень мирового океана вулканотектонических вертикальных движений типа поднятий и опусканий Сольфатары. Вместе с тем указанные явления могли существенно изменять локальный уровень моря, нередко со значительным ущербом для обитателей (см. раздел 2.5.1). Добавим к этому, что приведённые оценки скоростей и масштабов современных вертикальных движений относятся к континентам и отчасти к шельфу, тогда как на дне океана, например, в рифтовых системах, они могут быть больше.

Что же касается других факторов изменения уровня мирового океана, таких как приток ювенильных вод и удаление паров воды или их элементарных компонент в космическое пространство, заполнение океанических впадин осадочным и вулканическим материалом, водообмен с резервуарами подземных вод и связанными водами земной коры, эндогенные источники изменения формы геоида, то они способны вызывать эвстатические изменения лишь в течение геологически длительных отрезков времени [Селиванов, 1996]. За последние 30 тыс. лет их вклад невелик, как невелико и влияние таких факторов, как изменение солёности и температуры воды и колебание её запасов в бессточных озёрах суши.

Таким образом, фактором, обеспечившим наиболее быстрые изменения уровня мирового океана в поздне- и послеледниковое время, была дегляциация. Она приводила к подъёму уровня океана как непосредственно из-за поступления талых вод, так и косвенно благодаря гляциоизостатическим эффектам. Эвстатический подъём ослаблялся гидроизостатической компенсацией дополнительной водной нагрузки. Различия реологических свойств литосферы могли сказаться на скорости компенсационного опускания того или иного региона. Тероретически компенсация могла достигать 30% притока воды, но, как и в процессах гляциоизостазии, она, скорее всего, полностью не достигалась.

Для дальнейших сопоставлений принципиальное значение имеет время наиболее интенсивного послеледникового подъёма уровня мирового океана. На ос-

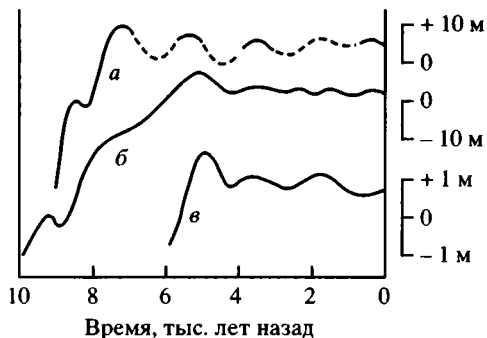


Рис. 8. Кривые изменений уровня моря в голоцене [Селиванов, 1996]: *а* – Японское море, материковое побережье; *б* – Жёлтое море, Шаньдунский п-ов; *в* – осредненный глобальный уровень океана [Newman et al., 1981]

Fig. 8. Curves of the sea level changes in Holocene [Селиванов, 1996]: *a* – Japan Sea, continental coast; *b* – Yellow Sea, Shandun peninsula; *v* – average global oceanic level [Newman et al., 1981]

новые изучения истории дегляциации Фенноскандии и Северной Америки можно было бы ожидать, что такой подъём происходил в самом конце плейстоцена, когда имело место наиболее интенсивное отступление и исчезновение большинства ледников. На рис. 7 действительно выделяется пик скорости подъёма в середине X тыс. до н.э. Но наряду с ним выявлен второй пик с максимальными скоростями около 7 тыс. лет до н.э., продолжавшийся со спадавшей скоростью до середины V тыс. до н.э.

В течение атлантического оптимума уровень мирового океана продолжал с замедлением повышаться и более или менее стабилизировался лишь во второй половине IV тыс. до н.э., когда скорость подъёма понизилась до 1 мм/год и стала соизмеримой со скоростями вертикальных движений и осадконакопления в крупных структурах подвижных поясов. В это время уровень мирового океана достиг максимальных для голоцена отметок, что иллюстрируется (рис. 8) кривыми изменений уровня побережий Японского и Желтого морей [Селиванов, 1996], уровня Средиземного моря, по данным изучения сталактитов в пещерах Италии [Piazzano, 1997] (хотя там на эвстатические изменения могли накладываться тектонические движения) и, наконец, усреднённого глобального уровня в течение последних 6 тыс. лет [Newman et al., 1980]. Изучение побережий Японского и Охотского морей приводит к выводу, что в атлантический оптимум их уровень был на 2–3 м выше современного [Изменение..., 1999]. Продолжение быстрого подъёма уровня мирового океана до начала IV тыс. до н.э. лишь отчасти может объясняться тем, что дегляциация Канады закончилась только к началу V тыс. до н.э. Предполагается, что 6–7 тыс. лет назад произошло быстрое разрушение части ледников Западной Антарктиды [Hughes, 1987].

После стабилизации уровня мирового океана в IV тыс. до н.э. отмечаются небольшие (до первых метров) его вариации. Согласно А.О. Селиванову [1996], трансгрессии имели место приблизительно 3,5–3 тыс. лет до н.э., 1,8–1,4 тыс. лет до н.э., в I–IV вв. н.э. и XVIII–XX вв. Они отчасти совпадают с эпохами относительного потепления (см. выше) и могут быть обусловлены изменением объёма ледников, прежде всего Антарктиды и Гренландии.

1.4.2. Возникновение шумерской цивилизации и легенда о всемирном потопе в сопоставлении с послеледниковым подъёмом уровня моря

Библейское сказание о всемирном потопе общеизвестно. Праведник Ной, предупреждённый Богом о надвигающемся бедствии, сооружает по Его наущению большой корабль (ковчег), куда погружает своё семейство, слуг, продукты, инвентарь, домашних и диких животных, семена растений. «Через семь дней во-

ды потопа пришли на землю... В сей день разверзлись все источники великой бездны, и окна небесные отворились» (Быт. 7: 10–11). «И продолжалось наводнение сорок дней, и умножилась вода на земле чрезвычайно, так что покрыла все высокие горы, какие есть под всем небом» (Быт. 7: 17–19). По окончании 150 дней вода стала убывать. Корабль остановился на «горах Араратских» (Быт. 8: 4).

Обращаясь к Ветхому Завету как источнику информации о природных явлениях, следует сделать несколько замечаний. Помимо тех разделов, где излагаются основы и регламентируются нормы новой религии, происхождение которых не рассматривается в данной работе, Библия содержит много исторических и иных сведений, «нейтральных» к основам религии или имеющих в библейской интерпретации лишь назидательный смысл. Эти сведения можно разделить на три группы: мифы, легенды и предания, заимствованные у соседних с древними евреями народов в процессе общения; легенды и предания обих предков древних евреев и родственных им западно-семитских племен; наконец, факты истории народа Израиля. Границы первых двух групп и третьей группы условны и изменяются по мере накопления археологических и исторических данных.

Для наших целей наиболее интересны подобные сведения, содержащиеся в книге Бытие – первой книге Ветхого Завета. С последующими книгами она составила так называемое «Пятикнижие», приписываемое Моисею. Оно сложилось из двух письменных источников: Яхвиста и Элохиста; последний нашёл воплощение в Жреческом кодексе [Фрэзер, 1989]. Источник яхвистов называет Бога «Яхве» (в русском переводе «Господь»), а источник элохистов – «Элох» (множ. «Элохим», в русском переводе «Бог»). Если разделить части, где Бог назван каждым из этих имен, получаются два целостных повествования, между которыми есть различия в деталях при описании одних и тех же событий. Так, по Яхвисту, потоп продолжался 40 дней, а потом Ной ждал ещё три недели, пока спадёт вода. По Жреческому же кодексу, до спада воды прошло 150 дней, а весь потоп длился почти год. По Яхвисту, причиной потопа был ливень, а по Кодексу, вода поступала и сверху и снизу, т.е. ливень сочетался с наводнением и подъёмом уровня моря.

Источник яхвистов появился в Иудее примерно в X–IX вв. до н.э., а труд элохистов – около VIII в. до н.э. в Израиле. Тогда же или чуть позже они были объединены, а в VII–VI вв. или, возможно, V в. до н.э. к ним добавились остальные книги «Пятикнижия» [Келлер, 1998]. Можно допустить, вместе с тем, что концептуальные положения монотеистической религии, открывшиеся, согласно Библии, Моисею на горе Синай, были письменно зафиксированы ещё в XIII в. до н.э., ибо «сказал Господь Моисею: напиши сие для памяти в книгу...» (Исх. 17: 14). Что же касается основных событий, описанных в книге Бытие, то они многие столетия передавались устно и при этом, естественно, приобрели легендарный характер. При попытках выявить в подобных легендах исходный исторический факт или природное событие важны конкретные детали, несущественные для дидактического (религиозного или нравственного) смысла легенды и потому подвергшиеся меньшим искажениям.

Библейская легенда о потопе заимствована из древнемесопотамских источников [Фрэзер, 1989]. Их отголоском, который ранее всего приобрёл известность, явился труд вавилонского историка Бероса, который в первой половине III в. до н.э. составил историю своей страны. Изложенное им предание о потопе близко к библейскому. Привлекают внимание такие детали, как сходные с библейскими размеры ковчега и то, что спасшийся праведник в конечном счёте достиг Армении. Им был, согласно преданию, царь Ксисутрус.

В 1872 г. была обнаружена версия о потопе на аккадском языке, найденная при раскопках библиотеки ассирийского царя Ашшурбанипала (669–633 гг. до н.э.) в Ниневии. Одиннадцатая таблица найденного текста сказания о Гильгамеше, известного в России в переводе Н.С. Гумилева [Гильгамеш, 1919], содержит весьма подробное изложение легенды. Спасшийся в ковчеге герой Утнапшитим, названный в другой части текста Атрахасисом, жил в шумерском городе Шуруппаке. Верховные боги Аккада и прежде всего Энлиль (Бэл) вознамерились извести человеческий род посредством потопа. Но бог Мудрости Эа предупредил Утнапшитима и надоумил его построить корабль. Характеристики корабля, его размеры, конструкция, способ постройки и «население» сходны с библейским ковчегом. Совпадает даже способ определения спада воды с помощью выпущенной птицы. Но отличаются продолжительность и масштабы потопа и конкретность его описания:

«Едва рассвет засветился,
Из глуби небес поднялась чёрная туча...
Неграл опрокинул мачту...
Факелы принесли Ануннаки,
Их огнями они освещали землю.
Грохот Адада наполнил небо...
Шесть дней, шесть ночей бродят ветер и воды,
Ураган владеет землёю.
При начале седьмого дня ураган спадает...
Море утишилось, ветер улёгся, потоп прекратился.
Я на море взглянул: голос не слышен,
Всё человечество стало грязью,
Выше кровель легло болото!..
В двенадцати днях пути виднелся остров,
К горе Низир приближается судно,
Гора Низир от себя не пускает судна».

Вавилонские клинописи достаточно точно описывают местоположение горы Низир (Ницир). Это отрог гряды Курдистана между Тигром и низовьями р. Зеб. Итак, потоп продолжался не более недели. Грозовые ливни сочетались с подъёмом уровня Персидского залива, который покрыл Месопотамскую низменность до отрогов гор на её северо-восточном краю, куда и прибило потерявшее управление судно. Если судить по пути от г. Шуруппака до Низира, господствовал южный ветер.

Описания потопа в «Гильгамеше» и, тем более, у Бероса можно было бы считать отголосками библейской легенды, которая к этому времени уже была записана, если бы не следующие обстоятельства. «Ниневийская» версия аккадского эпоса о Гильгамеше была записана, согласно традиции, «из уст» Син-лике-уннинни, урукского заклинателя, жившего, по-видимому, в конце II тыс. до н.э., хотя её сохранившиеся фрагменты, как предполагается, отражают результат переработки этого текста в конце VIII в. до н.э. ассирийским жрецом и собирателем древних текстов Набу-зукуп-кепу [Я открою тебе сокровенное слово, 1981, комментарий И.М. Дьяконова на с. 302–303]. «Ниневийская» версия эпоса дополняет «старовавилонскую», в которой рассказ о Великом потопе отсутствовал. Он был заимствован почти дословно из старовавилонского эпоса об Атрахасисе, наиболее полный аккадский текст которого, найденный при раскопках Сиппара, был записан на трёх таблицах младшим писцом Ку-Айей (или Нур-Айей) на одиннадцатом году правления вавилонского царя Аммицадука (1646–1626 гг. до н.э.) [Я открою тебе сокровенное слово, 1981, комментарий В.К. Афанасьевой на

с. 289–290]. Более древний фрагмент легенды, также на аккадском языке, был найден в Ниппуре – крупнейшем и древнейшем религиозном центре Нижней Месопотамии. Наконец, там же были найдены фрагменты версии легенды на шумерском языке, датируемые временем правления царя Хаммурапи (1792–1750 гг. до н.э.). В это время население Вавилонии разговаривало уже на восточно-семитских языках, а шумерский язык стал мёртвым языком священных текстов и классической литературы. Поэтому можно полагать, что найденный текст воспроизводил существенно более древний источник.

Шумерская версия сохранилась лишь частично. Согласно этой версии праведник Зиусудра (сходно с Ксисутрусом Бероса) был царём и жрецом бога Энки (аналог семитского Эа). От него Зиусудра узнаёт, что «Потоп пронесется надо всем миром, дабы семя человечества уничтожить» [От начала начал, 1997, с. 296]. Далее, после утеряннного пробела, сообщается:

«Все злобные бури, все ураганы, все они собрались вместе.
Потоп свирепствовал надо всем миром.
Семь дней. Семь ночей.
Когда потоп отбушевал над Страною,
Злобный ветер высокой волною отшвырял огромное судно,
Солнце взошло, осветило небо и землю,
Зиусудра в огромном своём корабле отверстие сделал,
И солнечный луч проник в огромное судно» [Там же, с. 297].

Далее вновь следует пробел, после которого мы узнаём, что Ан и Энлиль смягчились по отношению к спасшемуся Зиусудре,

«Жизнь долгую, словно богу, ему изрекли,
Тогда они царя Зиусудру,
Кто имя жизни сберёг, человечества семя спас,
Поселили его в стране перехода, в стране Дильмун,
Там где солнце-Уту восходит...»

Таким образом, шумерская версия в основных чертах совпадает с более полными версиями в эпосах об Атрахасисе и Гильгамеше и может считаться их источником. Как отметил Дж. Фрэзер [1989], в сохранившемся шумерском тексте она непосредственно следует за краткой легендой о сотворении мира, согласно которой человек был создан раньше животных. В этом она сходна с яхвистским вариантом книги Бытие. Шумерская версия приобрела широкую известность в странах древнего мира вплоть до Египта и вполне могла послужить источником библейской легенды о потопе.

В шумерской версии и её переложениях в эпосах об Атрахасисе и Гильгамеше речь идёт о природном явлении, хотя и экстремальном, но вполне возможном. Это продолжавшиеся 6 или 7 дней мощные грозовые ливни, сочетавшиеся с сильнейшим наводнением. Его источниками были не только дождевые, но и в большей мере нагонные воды Персидского залива при господствовавших южных ветрах. Подобные явления, хотя и не в столь грандиозных масштабах, случаются в регионе и сейчас в дождливые зимние сезоны. Уместно вспомнить в этой связи замечание Дж. Фрэзера [1989], ссылающегося на Генри Раулинсона, что 12 песен (таблиц) эпоса о Гильгамеше могут соответствовать 12 знакам зодиака (месяцам вавилонского календаря). В таком случае одиннадцатая песня соответствует месяцу, посвящённому богу ветров Рамману и прозывавшемуся «проклятым месяцем дождей».

Следы грандиозного наводнения были обнаружены Л. Вулли [1961] в разрезах шурфов и котлована, вырытых им при раскопках шумерского города Ура на

Евфрате. Широко известны «царские» гробницы Ура, древнейшие из которых Л. Вулли датировал 2800 г. до н.э. Под полом одной из царских гробниц Л. Вулли обнаружил глиняные таблички с письменами, гораздо более древними, чем надписи на гробницах, и датировал их приблизительно 3000 г. до н.э.. Ниже на несколько футов продолжают слои, очевидно, относящиеся уже к IV тыс. до н.э., с такой же, как и выше, урукской керамикой, изготовленной на гончарном круге, и лишь в самом нижнем слое кое-где появляется лепная керамика. Под ними залегает слой ила переменной мощности, достигающей 3,5 м, без культурных остатков. Л. Вулли интерпретировал его как отложения грандиозного наводнения – потопа. Ниже залегают горизонты убейдской культуры с лепной керамикой и без признаков использования меди.

В связи с этим Л. Вулли высказывает следующие соображения: «Если максимальная толщина слоя ила доходит до 3,5 м, вода должна была подниматься по крайней мере метров на семь с половиной. Во время такого наводнения на плоской низменности Месопотамии под водой оказалось бы огромное пространство – километров пятьсот в длину и сто пятьдесят в ширину. Вся плодородная долина между горами Элама и плато Сирийской пустыни была бы затоплена, все деревни разрушены и, очевидно, лишь немногие города, расположенные на искусственных холмах, уцелели бы после такого бедствия. Нам известно, в частности, что Ур не погиб, и в то же время такие селения как Эль-Обейд (Убейд) и Раджейбе были внезапно покинуты жителями и брошены надолго или навсегда» [Вулли, 1961, с. 35].

Горизонты ила, которые можно было бы связать с сильнейшим наводнением, обнаружены археологами также при раскопках других шумерских городов – Киша (позднейшего Вавилона), Шуруппака, Урука и Ниневии. Но их синхронность остаётся недоказанной.

Непременным условием возможности столь высокого нагона вод Персидского залива было общее высокое положение уровня моря. Персидский залив очень плоский, и даже небольшой подъём уровня воды вызывает значительное изменение береговой линии в его северной части. Поскольку залив является частью Месопотамского передового прогиба, его береговая линия изменялась в голоцене под воздействием трёх групп факторов.

Первый фактор – тектонический. Происходит общее прогибание территории со средними скоростями не более первых миллиметров в год. На этом фоне на востоке прогиба растут молодые антиклинали. На юге они образуют острова (Харк) или из островов становятся полуостровами и частями побережья (Бушер, Кух-е Даранг и другие). На севере, в наземной части прогиба, антиклинали формируют невысокие гряды. Скорость роста антиклиналей варьирует от долей миллиметра или 1 мм в год (Бушер) до 1 см/год (антиклиналь между Шущем, т.е. древней Сузой, и Ахвазом [Лис, 1957]).

Тектоническое опускание сочетается с выносом обломочного материала Евфратом, Тигром и их притоками. Он отлагается преимущественно в дельте. Скорость осадконакопления, коррелируемая с интенсивностью тектонических движений и эрозии в областях сноса, превышает скорость тектонического опускания. Поэтому дельта проградирует на юго-восток. В итоге за последние 5000 лет береговая линия сместилась в сторону залива на расстояние до 300 км.

На эти два процесса накладываются эвстатические колебания уровня мирового океана и прежде всего его послеледниковый подъём. Как отмечено выше (см. рис. 7), последний пик скорости подъёма уровня моря (до 25 мм/год) был 9,5–9 тыс. лет назад. После этого скорость подъёма постепенно уменьшалась, но до начала V тыс. до н.э. она ещё оставалась достаточно высокой – несколь-

ко миллиметров в год. На фоне дальнейшего замедления скорости подъёма имело место её небольшое (до 3,5 мм/год) и непродолжительное возрастание в начале IV тыс. до н.э., вероятно, соответствующее пику атлантического оптимума. Стабилизация скорости подъёма на уровне 1 мм/год наступила лишь в начале III тыс. до н.э., после чего уровень моря испытывал лишь небольшие эвстатические колебания. В Месопотамском прогибе их скорость стала соизмеримой со скоростями тектонического погружения и осадконакопления, приводя к своеобразным, хотя и не столь значимым для обитателей изменениям.

Таким образом, до середины V и в начале IV тыс. до н.э. эвстатический подъём уровня Персидского залива существенно превышал воздействия на него других факторов, в результате чего трансгрессия достигла максимума в начале IV тыс. Примерно тогда и имело место отложение ила в районе Ура, интерпретированное Л. Вулли как результат катастрофических ливней и подъёма вод залива и, возможно, послужившее источником шумерской легенды о потопе.

Чтобы оценить роль описанных природных событий в формировании шумерской цивилизации, обратимся к археологическим и историческим данным.

Первые поселения на юге Месопотамии возникли в самом конце VI тыс. до н.э. и относятся к культуре Эреду. Для неё характерны небольшие дома и храмы из сырцового кирпича. С самого начала экономика базировалась на ирригационном земледелии [Заблоцка, 1989]. Керамика обнаруживает элементы сходства с распространёнными в Центральной и Северной Месопотамии самаррской и халафской культурами, что, однако, не служит достаточным аргументом в пользу северного происхождения культуры Эреду. В самом поселении Эреду на смену этой культуре в 4800–4700 гг. до н.э. приходит культура Хаджи Мухаммед, продолжившая прежние земледельческие традиции [Мелларт, 1982]. Она известна также в Сузиане и горных долинах Луристана, причём Дж. Мелларт считает возможным достаточно уверенно предполагать продвижение культуры Хаджи Мухаммед из Южного Ирана в Месопотамию. Для её керамики, наряду с чертами сходства с халафской культурой, характерны местные элементы, а грубая керамика с большой примесью соломы определённо имеет западноиранское происхождение.

На базе этих двух культур в 4400–4300 гг. до н.э. сложилась культура, названная Л. Вулли убейдской (Эль-Обейд). Впрочем, многие исследователи не обособляют эти культуры, рассматривая их как ранние стадии убейдской. Носители последней, испытав на первых порах влияние халафской культуры, позже стали продвигаться на север и северо-запад, где во второй половине V тыс. убейдская культура сменила халафскую и распространилась до оз. Урмия, гор Тавра, Киликии и северо-запада Сирии [Мелларт, 1982]. Развивается ирригационное земледелие. Появляется соха. Возникают крупные поселения, вокруг которых группируются более мелкие. Центрами больших поселений являются храмы, которые крупнее храмов эпохи Эреду, но возводятся на тех же местах. При этом из остатков разрушенных прежних храмов сооружаются платформы для новых. Храмы становятся резиденциями жрецов-вождей. В северных районах распространения убейдской культуры отмечены успехи медной металлургии, но на юге Месопотамии медные изделия почти не встречаются. Керамика продолжает изготавливаться вручную, достигая при существенном однообразии высокого совершенства.

Следующим шагом явилась урукская культура, представляющая шумерскую цивилизацию и сложившаяся во второй половине IV тыс. до н.э. на базе экономических и социальных достижений убейдского периода. Керамика повсеместно стала изготавливаться на гончарном круге. Всё более развивается обра-

ботка меди. Храмовая архитектура эволюционирует от храмов на платформах к ступенчатым башням-зиккуратам. Происходит дальнейшая концентрация жителей вокруг крупных поселений, перерастающих в города-государства. Прежние вожди-жрецы крупнейших поселений становятся правителями, совмещающими административно-хозяйственную, военную и религиозную власть.

Усиление социального неравенства создает необходимость учёта перерабатываемой продукции, что приводит к возникновению около 3000 г. до н.э. или чуть позже пиктографического письма. И.М. Дьяконов [1989] обращает внимание на тождественность этой письменной системы в разных частях шумерского мира, что, по мнению И.М. Дьяконова, свидетельствует о её распространении из одного очага, которым, скорее всего, был Ниппур – религиозный центр и символ культурного единства шумеров. Через несколько столетий пиктографическое письмо сменяется идеографическо-слоговой клинописью.

Централизация власти позволила существенно продвинуть ирригационно-мелиоративные работы и освоить новые территории. С IV тыс. от основных русел начинают отводиться крупные каналы. Вдоль рек и каналов и располагаются главные города: Урук, Ур, Шуруппак, Ниппур, Киш, Умма, Лагаш, Гирсу и другие, объединённые в несколько государств, каждое из которых было связано единством мелиоративно-ирригационной системы. При их независимости, определявшейся разобщённостью освоенных территорий, шумерский мир сохранял культурную общность, распространявшую свое влияние за пределы обитания шумеров.

Вопрос о происхождении шумеров дискуссионен. Они появились в Нижней Месопотамии не позднее начала IV тыс. до н.э., что оставило след в топонимике поселений на самом юге Месопотамии. О весьма раннем их появлении свидетельствует и преемственность шумерской храмовой архитектурной традиции, восходящей к убейдскому периоду. Древнейшие пиктограммы можно прочесть лишь на шумерском языке. Очевидно, с IV тыс. Южная Месопотамия говорила по-шумерски.

Шумерский язык не находит аналогов среди других древних и современных языков. Вместе с тем, в нём выявлены три языковых слоя [Заблоцка, 1989]. Кроме собственно шумерского субстрата это, во-первых, семитский слой и, во-вторых, неизвестный язык дошумерских обитателей региона.

Восточные семиты жили преимущественно в более северных частях Месопотамии. Они появились там, по крайней мере, не позднее шумеров и постепенно перешли к оседлому образу жизни. В ранних шумерских текстах нередки семитские имена. Вероятно, шумерская общность была не столько этнической, сколько культурной, причём чем дальше к северу, тем более были распространены семитские языки, хотя в Южной Месопотамии ведущая роль принадлежала, конечно, шумерам [Дьяконов, 1989].

Неизвестный язык вероятных предшественников дал шумерскому языку названия древнейших профессий (землевладелец, пастух, гончар, кузнец), некоторых орудий (соха), ряд географических названий (Ниппур, Шуруппак и другие) и имена некоторых богов, например, Забаба [Заблоцка, 1989]. Очевидно, носители этого языка были оседлыми земледельцами и скотоводами с развитыми ремёслами.

Опираясь на археологические и лингвистические данные, многие специалисты полагают, что шумеры пришли с востока, из Ирана. Но сами шумеры сохранили память об островах и побережье Персидского залива как своей прародине. Её называли райской страной Дильмун. Позднее это название сузилось и закрепилось только за современным островом Бахрейн, с которым Шумер вёл

оживлённую торговлю. Через Дильмун поступали лазурит и слоновая кость из Мелуххи, или Мелахи (индская цивилизация на северо-западе Индии) и медь из страны Маган (Оман). С середины III тыс. до н.э. с Бахрейна интенсивно поставлялся жемчуг.

Можно полагать, что неизвестный слой в шумерском языке как раз и принадлежал выходцам из Ирана, с которыми, возможно, были связаны культура Хаджи Мухаммед и развившаяся в значительной мере на её базе убейдская культура. Но сами шумеры пришли с юга – из части Месопотамского прогиба, сейчас покрытой водами Персидского залива и отложениями дельты. Первые волны эмигрантов могли внести вклад ещё в формирование культуры Эреду, с чем можно связать преемственность храмовой архитектуры от культуры Эреду до раннеисторической эпохи. О местоположении первичного ареала расселения косвенно могут свидетельствовать сходные с культурой Эреду археологические материалы, обнаруженные на южном побережье Персидского залива и п-ове Катар. Они датируются V тыс. до н.э. и не древнее 5000 г. [Антонова, 1982]. Не исключено влияние на создателей этих изделий культуры Хаджи Мухаммед, о чём, по мнению Дж. Мелларта, могут свидетельствовать некоторые находки в Саудовской Аравии.

Причиной эмиграции, основная волна которой пришлась на самое начало IV тыс. до н.э., скорее всего, был быстрый подъём уровня моря, вынудивший обитателей затоплявшейся низменной территории перебраться в более высокие места. Часть из них обосновалась на восточном побережье Аравии, п-ове Катар, островах Файлак и Бахрейн, где сформировала своеобразную культуру. Но основная масса, вероятно, двинулась на север – в сходные равнинные условия Нижней Месопотамии. Вынужденная эмиграция, неумолимость её причины могли послужить источником легенды о потерянном Рае.

Но даже после того как шумеры обосновались в Нижней Месопотамии, уровень моря продолжал подниматься, побудив обитателей к обширным мелиоративным работам. Они, однако, не избавляли от наводнений и нагонных вод в зимние сезоны. Чтобы обезопасить от наводнений самое ценное достояние – храмы, их стали возводить на высоких платформах, благо для этого был материал от прежних построек. Это развилось позднее в строительство зиккуратов. Вполне можно допустить, что подобные зимние наводнения (или сильнейшее из них) в сочетании с мощными грозowymi ливнями на фоне эвстатического подъёма уровня моря и послужили источником легенды о потопе. В связи с этим уместно вспомнить о предположении Ю. Заблоцка [1989] об убейдском культе божества воды, основанном на страхе населения перед её избытком. Предположение основано на том, что зиккурат Энки, шумерского бога мудрости и почвенных вод, воздвигнут на месте культовых зданий, строившихся одно за другим с убейдской эпохи. С тем же культом может быть связано распространение в иконографии изображений парусных лодок.

Лишь после относительной стабилизации уровня моря к концу IV тыс. до н.э. ирригационные мероприятия стали более эффективными [D. Kennet, J. Kennet, 1996], резко возросло количество городских поселений и сложилась система древнейших городов-государств шумерской цивилизации. Крупнейшие города Урук, Ур, Лагиш, Нгирсу располагались в эстуариях и были в ту эпоху морскими портами и центрами международной торговли. Позднее интенсивность осадконакопления превысила масштабы эвстатических изменений и тектонического опускания предгорного прогиба. Береговая линия стала отступать, и сейчас развалины указанных городов удалены от берега Персидского залива примерно на 300 км. Прежде изолированные устья

Евфрата, Тигра, Диялы слились в единое русло Шатт-эль-Араб, продолжающее их на юг.

Легенда о потопе существовала не только в Древней Месопотамии, но и у других народов: в Древней Греции, Древней Индии, у различных племен юго-востока Азии, Африки, Южной, Центральной и Северной Америки и островов Тихого океана [Фрээр, 1989]. В большинстве упомянутых мест носителями легенды были народы, почти до современности лишённые письменности и передававшие легенду устно. Поэтому она отражала, скорее всего, более поздние локальные катастрофы, причём в ряде случаев легенда сформировалась в современном виде лишь с распространением христианства. Особое положение занимают древнегреческая и древнеиндийская легенды.

Древнегреческий миф о Девкалионе, сыне Прометея, упоминается Геллаником и Пиндаром (V в. до н.э.) и позднее Платоном и Аристотелем (IV в.). Согласно Аполлодору (II в. до н.э.), «Зевс решил истребить людей бронзового века» движением гор (землетрясением?) и сильным ливнем, затопившим большую часть Греции. Но «Девкалион по совету Прометея построил... ковчег и... вошёл в ковчег вместе со своей женой Пиррой» и плавал 9 дней, пока не пристал к высокой горе (Парнасу или, по другой версии, Отрису в Фессалии). Спасшись таким образом от потопа, Девкалион принёс жертвы Зевсу, и Зевс с помощью Девкалиона и Пирры восстановил человеческий род.

Паросский летописец, составивший в 265 г. до н.э. хронологическую таблицу мифических и исторических событий, считал, что Девкалионов потоп был за 1265 лет до составления таблицы, т.е. в 1530 г. до н.э., что довольно точно совпадает с принимаемым нами возрастом Великого Минойского извержения Санторина и предварившего его сильнейшего землетрясения (см. раздел 4.4). Поэтому можно допустить, что миф навеян реальными событиями этой катастрофы – цунами при землетрясении или сильным ливнем, вызванным извержением. Показательно, что он получил наибольшее распространение в Аттике – на Эгейском побережье Греции.

Несмотря на специфические греческие черты, легенда о Девкалионе имеет сходство с месопотамской версией потопа, причём в позднейшем изложении Луккиана их сходство усиливается. Возможно, окончательная версия мифа сформировалась не без влияния семитов, с которыми греки контактировали. В эллинском мире существовали и другие легенды о потопе, а некоторые древнегреческие учёные допускали его многократность.

Согласно древнеиндийской легенде о потопе, некий Ману пережил его в судне, построенном по рекомендации рыбы, которую Ману некогда спас. Она же привела его корабль к северной горе. Легенда не упоминается в Ведах, окончательно сформированных между 1500 и 1000 гг. до н.э., когда индоарии уже поселились в Индии, и впервые появляется в Сатапатха Брахмана, написанном не позднее VI в. до н.э. Тем не менее можно допустить, что индоарии заимствовали легенду у дравидских потомков создателей индской цивилизации – той самой Мелуххи, которая поддерживала тесные торговые и культурные контакты с шумерским миром и могла быть знакомой с месопотамской версией потопа.

Таким образом, распространённые у разных народов легенды о потопе либо отражают те или иные локальные катастрофы, либо навеяны знакомством с библейским или древнемесопотамским источником. Последний, как показано выше, вполне мог основываться на реальных событиях, важнейшей предпосылкой которых был послеледниковый подъём уровня моря, достигший максимума в атлантический оптимум.

АКТИВНАЯ ТЕКТОНИКА

2.1. ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ЗОНЫ И ИХ РАЗВИТИЕ В НОВЕЙШЕЕ ВРЕМЯ

Поскольку позднечетвертичные тектонические проявления являются, по меткому выражению П. Тейяра де Шардена [1987], «мгновенным срезом длительно развивающихся волокон», мы сочли целесообразным предпослать описанию активной тектоники краткий очерк его мезозойско-кайнозойской и, в частности, новейшей (олигоцен-четвертичной) структуры.

Рассматриваемая территория чрезвычайно гетерогенна по характеру рельефа. С юга её омывают воды Индийского океана, к востоку от которого находится Индостан, а к западу – среднегорные плато и низменности Аравии и Африки. Северную часть территории охватывают Туранская низменность и юг Восточно-Европейской равнины с мелководными впадинами Северного и Центрального Каспия и Азовского моря. Между этими двумя в общем равнинными или погруженными областями находится центральная часть Альпийско-Гималайского горного пояса, в состав которого входят и высочайшая в мире горная система Гималаев, Каракорума, Памира и Тянь-Шаня, и горы Ирана, Кавказа и Турции, и разные по морфологии и происхождению впадины Восточного Средиземноморья, Южного Каспия и Красного моря.

Орографическому разнообразию отвечает гетерогенность альпийской тектоники и разнообразие её неотектонических (олигоцен-четвертичных) проявлений (рис. 9) [Трифонов, 1999]. От них зависит характер активной тектоники и, в частности, рисунок и параметры активных разломов.

Разнообразие альпийской тектоники региона определяется продольной и поперечной тектонической зональностью. Продольная зональность обусловлена особенностями взаимодействия литосферных плит южного, «гондванского» ряда – Индийской, Аравийской и Африканской – с Евразийской плитой. Главная особенность состояла в том, что в процессе северного дрейфа южных плит от них откалывались фрагменты, которые начинали двигаться быстрее, а ось спрединга океана Тетис, ограничивавшего с юга Евразийскую плиту (а в палеозое предшествовавших ей плит северного ряда), скачками мигрировала к югу и оказывалась в тылу отторженных фрагментов.

Это можно интерпретировать таким образом, что под северным краем Гондваны стационарно располагалась глубинная зона восходящего мантийного потока, которой в верхах мантии и земной коре на каждом этапе отвечала ось спрединга Тетиса. Над зоной восходящего потока последовательно оказывались разные участки Гондванских плит, которые в результате откалывались. Под действием латеральной производной глубинного потока их северный дрейф ускорялся, и новая ось спрединга формировалась в их тылу, оставаясь неизменно над восходящим потоком [Трифонов, 1999]. Сейчас такая область восходящего потока глубинного мантийного вещества находится, по данным сейсмической томографии, под территорией, занятой Эфиопским и Красноморско-Аденским рифтами, и продолжается по меньшей мере в западную часть срединного хребта Индийского океана.

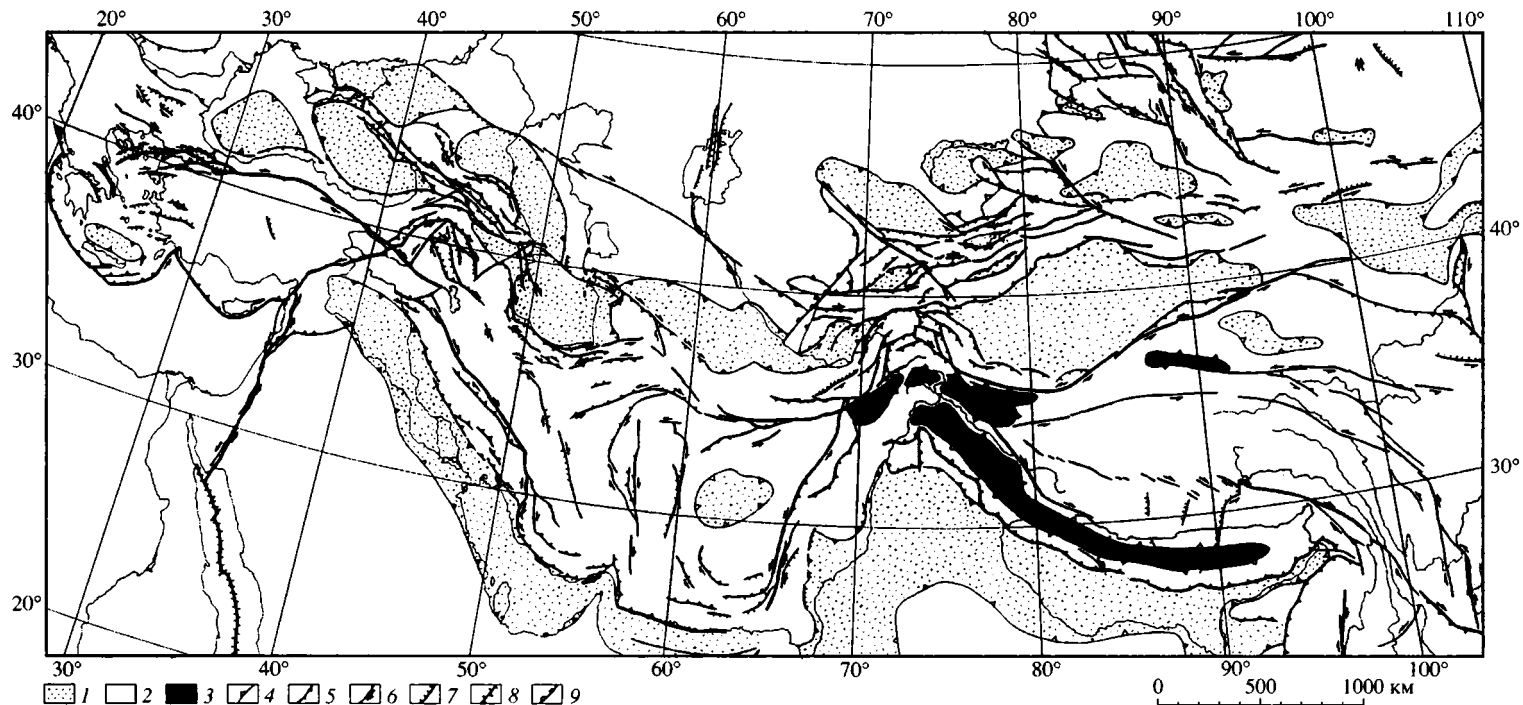


Рис. 9. Схематичная неотектоническая карта Восточной Ойкумены – Восточного Средиземноморья, Западной и Центральной Азии (составил В.Г. Трифионов)

1 – крупные межгорные и предгорные впадины; 2 – горные системы; 3 – высочайшие горные сооружения; 4 – границы гор и межгорных впадин; 5–9 – разломы, проявившие активность в четвертичное время (крупнейшие разломы выделены утолщенными линиями): 5 – надвиг или взброс, 6 – сдвиг, 7 – сброс, 8 – раздвиг, 9 – флексура

Fig. 9. Neotectonic map of the Eastern Oykumena (Eastern Mediterranean, Western and Central Asia)

1 – major foredeeps and intermountain basins; 2 – ridge systems; 3 – highest ridge systems; 4 – ridge-basin boundaries; 5–9 – Quaternary faults (major faults are shown by thickened lines): 5 – thrust or reverse fault, 6 – strike-slip fault, 7 – normal fault, 8 – extension fault, 9 – flexure

В геологической структуре описанная особенность выражена следующими с юга на север сутурами нео-, мезо- и палео-Тетиса и примыкающими к ним зонами соответствующих континентальных окраин, а также срединными массивами, тяготеющими первоначально к той или иной окраине Тетиса. Все они в разной степени переработаны новейшими тектоническими движениями, сформировавшими Альпийско-Гималайский коллизионный пояс. Поскольку в процессе северного дрейфа южные плиты испытывали вращение с полюсом на западе, интенсивность структурных проявлений дрейфа (в том числе и новейших) возрастает с запада на восток [Трифонов и др., 2002]. Именно поэтому там находятся высочайшие горные системы.

- Южное обрамление коллизионного пояса образовано Индийской, Аравийской и Африканской литосферными плитами. Континентальные области Индийской и Аравийской плит разобщены Индийским океаном. Граница Аравийской и Африканской плит проходит по Красноморскому рифту и продолжающей его Левантской системе разломов. На разных стадиях неотектонического этапа были активными разные разломы этой системы [Трифонов и др., 1991]. С начала плиоцена основные перемещения сосредоточились в зоне собственно Левантского разлома, который, возможно, дополняется разломом вдоль континентального склона Средиземного моря, смыкающимся на юге (разлом Роум) с Левантской зоной. Северная окраина Африканской плиты представлена не только континентальной равниной, но и Левантской впадиной Восточного Средиземноморья с субокеанической корой.

На континентальной коре Индийской и Аравийской плит сформировались Предгималайский и Месопотамский предгорный прогибы. Во фронтальной части прогибов происходит интенсивное формирование новейших складок и надвигов (Сивалик и Внешний Загрос). По мнению А. Гансера [1967], фундамент Гималаев тождествен фундаменту Индийской платформы, но подвергся интенсивному новейшему шарьированию и, соответственно, скупиванию и воздыманию. Вместе с тем осадочный чехол Тибетских Гималаев принадлежит уже не континентальной платформе, а пассивной окраине Тетиса. Подобной активизированной окраиной являются зоны Краевых складок Юго-Восточной Турции и складчато-надвиговых деформаций Северо-Западной Сирии.

Сутура нео-Тетиса представлена на востоке региона мел-эоценовыми офиолитами зоны Инда, которая огибает Индийскую плиту и переходит на её западном ограничении в зону Кветты [Gansser, 1966]. Западнее сутура нео-Тетиса представлена узкими офиолитовыми линзами в зоне Главного надвига Загроса и надвига северного обрамления Аравийской плиты, зонами Курд-Даг и Бассит Северо-Западной Сирии, массивом Троодос на Кипре и продолжается на запад Крито-Эллинской дугой. В Сирии и на Кипре офиолитовые комплексы сутуры несогласно перекрыты маастрихтскими отложениями, а в Загросе олигоценовыми. Не исключено, что в Загросе, как и на северном фланге Индийской плиты, реликты океанического бассейна сохранялись до эоцена. Если на обрамлениях Индийской и Аравийской плит с закрытием нео-Тетиса начались коллизионные процессы, то на Кипре непосредственно перед сутурой возникла новая структурная граница, где, как и в Крито-Эллинской дуге, до сих пор продолжается пододвигание субокеанической коры Восточного Средиземноморья под образования Альпийского пояса.

Севернее выделяются фрагменты тектонических зон, представлявших в мезозое «гондванскую» окраину мезо-Тетиса. Таковы зона Каракорума и Юго-Восточного Памира и зона Тавра. Среди них на востоке региона тектонически обособлены массивы древних метаморфических пород, Восточно-Афганский и

Юго-Западного Памира. Сутура мезо-Тетиса представлена Рушано-Пшартской зоной на границе Центрального и Южного Памира [Карпетов и др., 1975; Пашков, Швольман, 1979], которую продолжает в Афганистан офиолитовая зона Хашруд. Сильно метаморфизованные офиолиты, возможно, отвечающие ранней фазе мезо-Тетиса, присутствуют в Сасандадж-Сирджанской зоне, образующей северо-восточное крыло Главного надвига Загроса. Западнее шарьированные офиолиты мезо-Тетиса выделены в Закавказье, Турции и Греции. Они окружают аллохтонно залегающие срединные массивы, являющиеся реликтами Африкано-Аравийского склона мезо-Тетиса, тогда как Лутский массив Восточного Ирана представляет, по мнению М.Л. Баженова и В.С. Буртмана [1990], его северную окраину.

Более северные зоны отвечают северной окраине мезо-Тетиса. Они слагают Центральный и Северный Памир, зону Гератского (Герирудского) разлома в Афганистане и Ирано-Понтическую мегазону [Баженов, Буртман, 1990]. На Малом Кавказе в составе Ирано-Понтической мегазоны обособляется Аджаро-Триалетская зона, разрез которой представлен альб-сеноманскими вулканитами известково-щелочного ряда, верхнесенонскими известняками, палеоцен-нижнеэоценовым туфогенным флишем и средне-верхнеэоценовыми субщелочными и щелочными вулканитами и малыми интрузиями. Возможно, это вулканическая дуга мезо-Тетиса, где магматические процессы продолжались с изменением геодинамических условий и химизма и в коллизионную стадию [Карякин, 1989]. Сходные эоценовые вулканы прослеживаются на восток до Эльбурса. Севернее, на Кавказе, выделяются: Риони-Ширванская мегазона, в которую входят Грузинская микроплита и расположенные на её продолжении Черноморская и Южно-Каспийская впадины, представляющие собой реликты бассейна Паратетиса; Флишевая мегазона, вероятно, отвечающая северному континентальному склону этого бассейна; хребет Большого Кавказа, древний фундамент которого частично перекрыт мезозойскими толщами; система Предкавказских передовых прогибов.

В составе зон северного обрамления мезо-Тетиса выделяются офиолиты палео-Тетиса. Они известны на Северном Памире и Тянь-Шане. На Кавказе обособляются две сутуры палео-Тетиса. Северная из них, вероятно, замыкающаяся на северо-западе, обнаружена в Передовом хребте [Белов, 1981], а южная погребена под Малым Кавказом, поскольку в его северной части (Храмский массив) обнаружены раннекаменноугольные отложения с фауной европейской биогеографической провинции [Баженов, Буртман, 1990]. В Анатолии фрагменты сутуры конца палеозоя выявлены среди офиолитов мезо-Тетиса [Sengor et al., 1980].

Описанные тектонические зоны Альпийско-Гималайского пояса развивались в условиях сжатия и испытали существенное поперечное сокращение, в значительной мере, а в некоторых зонах целиком приходящееся на неотектонический этап. Он начался после того, как в эоцене, 40–50 млн лет назад, произошло замыкание нео-Тетиса, и коллизионные процессы охватили большую часть рассматриваемой территории. В Памиро-Гималайском сечении пояса представляет собой асимметричный (с более протяжённым северным и северо-восточным флангом) двусторонний ороген. Перечисленные выше зоны образуют серию неотектонических чешуй, в которых возраст наиболее интенсивных новейших деформаций последовательно омолаживался как к северу, так и к югу от сутуры нео-Тетиса [Трифонов, 1983]. Новейшее сжатие выразилось в формировании не только локальных складок, сорванных покровов, надвигов и сдвигов, но и крупных рельефообразующих складок основания, прогрессирующий

рост которых приводил к общему воздыманию поверхности. В Аравийско-Кавказском сечении, где пояс уже, указанная закономерность выражена не столь отчётливо.

Северная граница Альпийско-Гималайского пояса с Евразийской плитой на востоке совпадает с северным фронтом горного сооружения Тянь-Шаня, представляющего собой активизированные в новее время палеозойды. Погружаясь на запад, Тянь-Шань переходит в Туранскую плиту, палеозойский фундамент которой перекрыт более или менее мощным осадочным чехлом. Здесь новейшие деформации представлены дискретно и обычно менее интенсивны. Большой Кавказ можно рассматривать, подобно Тянь-Шаню, как активизированный край Евразийской плиты, где севернее западного продолжения палеозойда (Скифской плиты) находится докембрийская Восточно-Европейская платформа.

Поперечная тектоническая сегментация Альпийско-Гималайского пояса является его важнейшей особенностью. В пределах рассматриваемого региона обособляются Адриа-Эгейский, Аравийско-Иранский и Памиро-Гималайский сегменты [Трифонов и др., 2002]. Их границы выражены простирающимися на ССВ слабо изогнутыми системами активных разломов, продолжающихся в южных плитах и так или иначе сочленяющихся с элементами рифтовой системы Индийского океана.

Граница Адриа-Эгейского и Аравийско-Иранского сегментов представлена Левантской зоной левых сдвигов, которая примыкает с юга к простирающейся на северо-восток Восточно-Анатолийской зоне. Обе они характеризуются новейшими левосдвиговыми смещениями, которые имеют подчинённую вертикальную компоненту, взбросовую в Восточно-Анатолийской зоне. Суммарное новейшее левосдвиговое смещение по Восточно-Анатолийской зоне оценено в 22–27 км, а его средняя скорость – в 5 мм/год [Barka, Kadinsky-Cade, 1988]. Долины рек Евфрат и Мурат испытали левосдвиговой изгиб на 10–14 км с конца плиоцена, что даёт среднюю скорость движения 5–7 мм/год. Вдоль северного, сирийского, отрезка Левантской зоны сдвиг на 15 ± 5 км возник за последние 3,5 млн лет. Это даёт среднюю скорость сдвига 4–5 мм/год [Трифонов и др., 1991]. На южном, израильском отрезке суммарная амплитуда новейшего сдвига и его возраст более проблематичны. С высокой степенью гипотетичности можно говорить о сдвиге в десятки километров, возможно, до 100 км с конца миоцена [Трифонов, 1999]. На юге Левантская зона смыкается с рифтом Красного моря.

Левый сдвиг на западной границе Памиро-Гималайского сегмента на ранних этапах коллизии осуществлялся вдоль зоны Кветты, а в новейший этап сосредоточился вдоль кулисно подставляющих друг друга с юга на север Чаманского, Пагманского и Дарвазского разломов. С.А. Захаров [1969] оценил суммарную амплитуду левого сдвига и флексурного изгиба тектонических зон вдоль Дарвазского разлома в $180 + 200$ км. Чаманский разлом переходит на юге в эшелонированный ряд нарушений, продолжающийся в Индийском океане разломом Оуэн.

Вдоль указанных границ сегментов, особенно на участках их отклонения к северо-востоку, есть проявления сжатия, представленные взбросовой компонентой движений и параллельными разломам складками. Вместе с тем поперечные зоны характеризуются эшелонированным строением, причём между подставляющими друг друга сдвиговыми сегментами развиваются впадины типа pull apart. Они наиболее типичны для Левантской зоны (впадины залива Акаба, Мертвого моря, Генисаретского озера и Эль-Габ), но есть и в зоне Дарвазского разлома (впадина Кокча).

В пределах выделенных сегментов активные структуры простираются в целом в направлении СЗ–ЮВ, испытывая характерные искривления. В центре сегмента его юго-западный край очерчивает плавную дугу, выпуклую к юго-западу, а северный выступ каждой южной плиты облекается кайнозойскими зонами пояса, образуя крутые выпуклые к северу дуги главных синтаксисов: Малокавказского и Пенджабско-Памирского. Синтаксисы являются областями локальной трансформации общего северо-восточного дрейфа южных плит в меридиональный дрейф. На восточных краях сегментов выделяются меньшие синтаксисы: Родосский между Крито-Эллинской и Кипрской дугами, Оманский между Загросом и Макраном (с ним внутри пояса связана Аладаг-Биналудская дуга севернее Лутского массива) и Ассамский восточнее Гималаев.

Главные синтаксисы имеют общие черты строения. Их западные фланги образованы упоминавшимися выше левыми сдвигами на границах сегментов. Вдоль северо-восточных флангов развиваются правые сдвиги, затухающие в юго-восточном направлении. При этом они сменяются складчато-надвиговыми зонами выпуклых к юго-западу дуг. Таков, например, переход Памиро-Каракорумского правого сдвига в Пограничную и Фронтальную активные зоны Гималаев. Суммарное новейшее правосдвиговое смещение и изгиб тектонических зон вдоль Памиро-Каракорумского сдвига превышают 100 км [Пейве и др., 1964]. Его главным северо-западным продолжением являются правые сдвиги Юго-Восточного Памира суммарной амплитудой до 100 км [Руженцев, 1963, 1968].

На северо-восточном фланге Малокавказского синтаксиса и северного выступа Аравийской плиты присутствуют две системы активных разломов. Одна из них образована Памбак-Севан-Ханарасарской зоной разломов на северо-восточном фланге синтаксиса. Сдвиговая компонента движений здесь многократно превосходит взбросовую. На юго-востоке Ханарасарский разлом кулисно подставляется Тебризским разломом, который имеет более широтное (восток-юго-восточное) простираение и более значительную взбросо-надвиговую компоненту смещений. Тебризский разлом является частью прерывистой системы молодых нарушений, протягивающихся на юго-восток в тылу Загроса. Вдоль них выявлены как правосдвиговая, так и взбросо-надвиговая компоненты смещений, причём на участках разломов, отгибающихся к востоку, взбросо-надвиговая компонента возрастает.

Вторая система соответствует современной границе Аравийской плиты. Она образована на севере юго-восточным сегментом Северо-Анатолийской зоны разломов. Ф. Шароглу [Saroglu, 1988] отмечает здесь правый изгиб долины р. Мурат на 18 км и обосновывает среднеплиоценовый (2,5 млн лет назад) возраст начала движений. Если долина Мурата, подобно долинам других крупных рек региона, заложились в самом конце плицена, средняя скорость сдвига – около 9 мм/год. К юго-восточному сегменту Северо-Анатолийской зоны примыкает с юга Главный современный разлом Загроса, также преимущественно правый сдвиг. Его юго-восточное продолжение представлено несколькими разломами. Из них главным является дугообразный разлом Дена, который сначала простирается на юг и характеризуется преимущественно правосдвиговыми смещениями, а затем отгибается на юго-восток, где вдоль его ветвей начинает преобладать надвигание, сопряжённое со складчатостью.

От разлома Дена на юг ответвляется Казерун-Боразджанская и Карех-Басская правосдвиговые зоны. Суммарный новейший (в основном четвертичный) правый сдвиг вдоль Казерун-Боразджанской зоны, выявленный по смещениям и резким изгибам осей пересекаемых складок, достигает 10 км, что да-

ёт его скорость 3–5 мм/год. Казерун-Боразданская зона затухает к югу по мере того, как от неё ответвляются на юго-восток складчато-надвиговые цепи Загроса. Зона Карех-Бас в северной части простирается меридионально, южнее делает несколько ступенчатых в плане изгибов, причём на отрезках юго-восточного простираения сдвиг сменяется надвигом, и, наконец, переходит во флексурно-надвиговую зону юго-восточного простираения с поднятым северо-восточным крылом.

Такая зависимость типа движений от изгибов каждой зоны разломов совмещается с тем, что вся система правых сдвигов, следующих вдоль границы Аравийской плиты, изменяет простираение от восток-юго-восточного в Северо-Анатолийской зоне до юго-восточного у Главного современного разлома Загроса и меридионального у разломов Дена, Казерун, Боразджан и Карех-Бас.

На северных флангах синтаксисов ограничивающие сдвиговые зоны сближаются. Так, Восточно-Анатолийская зона сочленяется с Памбак-Севан-Ханарасарской зоной под углом всего 17°. При этом обе зоны сохраняют противоположный сдвиговый тип движений вплоть до точки сочленения. Такое же сочленение под очень острым углом левых и правых сдвигов выявил А.С. Караханян в дугообразно изогнутой Дорунехской зоне севернее Лутского массива.

Выпуклые к юго-западу северо-восточные фланги южных плит имеют разное строение в зависимости от типа деформируемой земной коры. При её субокеаническом типе (Крито-Эллинская и Кипрская дуги) происходит современная субдукция, которая в обоих указанных случаях сочетается со встречным надвиганием северного крыла [Трифонов, 1999]. При континентальном типе коры южных плит (предгорья Загроса и Гималаев) из-за высокой плавучести они полого пододвигаются под коровые структуры пояса, а перед фронтом поддвига происходит срыв мощного осадочного чехла передового прогиба, где развиваются складки и надвиги, напрямую отражающиеся в рельефе. В Загросе палеомагнитным датированием возраста грубой молассы удалось доказать распространение этого процесса на юго-запад в прежде недеформированные части Месопотамского прогиба [Бачманов и др., 2000]. Аналогичная праградация грубой молассы и складчато-надвиговых деформаций установлена в Предгималайском прогибе [Yeats, 1986].

Деформации и смещения на южном краю пояса далеко не компенсируют величин северного дрейфа южных плит. Частично их движение передаётся более северным областям пояса (механизм бульдозинга), где проявляется смещениями в зонах активных разломов на границах микроплит и блоков литосферы и в меньшей степени внутриблоковыми смещениями и деформациями. При этом к югу на север стиль новейшей тектоники изменяется от складчато-разломного к чисто разломному. В соответствии с общим нарастанием деформации к востоку бульдозинг охватывает наиболее обширные территории в Центральной и Юго-Восточной Азии. В Аравийско-Иранском сегменте он представлен только в Иране, а западнее область его проявления ещё более сужается.

Бульдозинг сочетается с отжиманием горных масс в стороны от фронтальных частей синтаксисов, где поперечное сжатие максимально. Отжимание сопровождается вращением межразломных блоков и микроплит [Трифонов, 1991], что выражается сдвиговыми перемещениями по субширотным разломам, правыми к западу и левыми к востоку от синтаксисов. Среди таких правых сдвигов выдающееся место занимает Северо-Анатолийская зона, ограничивающая с севера Анатолийскую плиту. Суммарные амплитуды новейших правосдвиговых смещений достигают 30–40 км на востоке и западе зоны, причём на западе они распределяются между двумя её ветвями [Barka, 1992]. В центре зоны амплитуду

да уменьшается до 22–30 км. По мнению Ф. Сароглу [Saroglu, 1988], указанные смещения начали формироваться около 2,5 млн лет назад, но тот факт, что на такую же величину сдвинуты крупнейшие речные долины, заложившиеся не раньше самого конца плейстоцена, свидетельствует о более молодом возрасте подвижек. Их средняя скорость оценивается в 18–20 мм/год на западе и востоке зоны и 13 мм/год в её центральной части [Трифонов, 1999].

За исключением Северо-Анатолийской зоны субширотные левые сдвиги преобладают над правыми. Они описаны в Западном Китае [Ding Guoyu, 1984] и Западной Монголии [Трифонов, Макаров, 1988]. Подобные разломы со значительной левосдвиговой компонентой смещений выявлены в Северном Иране (разломы Даште-Байаз, Дорунех, Моша, Ипак и разлом Рудбарского землетрясения 1990 г. в Эльбурсе), тогда как в более южных областях Ирана доминируют сопряжённые с ними правые сдвиги [Трифонов, 1999]. Преобладание сдвигов среди новейших разломов Альпийско-Гималайского пояса обусловлено тем, что сдвиги являются наиболее энергетически экономной формой перемещения горных масс в континентальной коре [Трифонов, 1991].

2.2. АКТИВНЫЕ РАЗЛОМЫ ПАМИРО-ГИМАЛАЙСКОГО РЕГИОНА И ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ

Регион охватывает Памиро-Гималайский сегмент Альпийско-Гималайского коллизийного пояса и примыкающие к нему с запада структуры Афганистана и Пакистана, относящиеся к Аравийско-Кавказскому сегменту. Среди активных разломов региона важнейшую роль играют современные структурные обрамления Пенджабско-Памирского синтаксиса. Западное обрамление представлено Чаманским (Мукур-Чаманским) разломом и кулисно подставляющей его Дарваз-Алайской зоной молодых нарушений (рис. 10). Кулисный ряд менее протяжённых нарушений связывает южную часть Чаманского разлома с океаническим разломом Оуэн.

Крутонаклонённый Чаманский разлом протягивается почти на 1000 км от восточных отрогов Макрана до Гиндукуша в северо-северо-восточном направлении. Вдоль него выявлены неоднократные позднечетвертичные левые смещения водотоков на величины 20 и 120 м, а севернее г. Чамана также на 850 и 1100 м [Wellman, 1966; Tarronpiet, Molnar, 1979]. Нередко они сопровождаются вертикальными смещениями, причём, как правило (единственное выявленное исключение – сегмент Тафуи на юге разлома), поднято западное крыло. Такая подвижка была зафиксирована, в частности, в районе г. Чамана при землетрясении 20 декабря 1892 г., когда сдвиговая компонента достигла 1 м. Амплитуды позднечетвертичных вертикальных смещений колеблются от 1–3 до 30 м [Nakata et al., 1991].

В южной части разлома молодые сдвиговые смещения не обнаружены; разлом плавно отгибается на запад и продолжается разломом Диз-Вэлли, простирающимся вдоль Макрана. Здесь выявлены вертикальные смещения разных амплитуд, характеризующие суммарные подвижки за разное время: 0,3 м за конец голоцена; 2–3 м за голоцен; 5–30 м за голоцен и конец плейстоцена [Nakata et al., 1991].

Среди субширотных нарушений, выделенных в Макране, ведущую роль, вероятно, играет Макранский фронтальный разлом, простирающийся вдоль побережья. По нему вертикальные смещения достигают 10–15 м, причём не менее 3–5 м приходится на голоцен. В горной части Макрана многочисленные непротяжённые нарушения представляют активизированные сегменты продолжений

Макранского фронта, юго-западного окончания Чаманского и кулисно подставляющего его разломов. Вдоль них обнаружены вертикальные смещения, измеряемые метрами и в значительной мере относящиеся к голоцену. Смещение до 20 м по Саманскому разлому охватывает и поздний плейстоцен. Как правило, подняты северные крылья. Наклон разломов неизвестен, и потому их не удаётся уверенно отнести к сбросам или взбросо-надвигам. Однако сочетание с ними правых сдвигов северо-западного простирания свидетельствует скорее о взбросовой природе субширотных разломов. Измерены амплитуды позднечетвертичных сдвиговых смещений – 20, 80 и 100 м, причём по разлому Джамгванг сдвиг на 20 м сопровождается подъёмом северо-восточного крыла на 1–2 м [Nakata et al., 1991].

Если в южной части собственно Чаманского разлома левосдвиговые смещения не обнаружены, то они широко представлены в параллельной ей более восточной зоне нарушений, разные сегменты которой известны под названиями разломов Инаятулла-Карез, Нимарг, Гамабад, Мазардан, Орнач-Нал, Гавани-Калат, Катгали, Машкаи-Вэлли. Здесь амплитуды сдвиговых смещений достигают 80 м (разлом Газабад) и 800 м (Инаятулла-Карез); вертикальная компонента обычно не превышает 10–15 м, из которых не менее 2–5 м составляют голоценовые смещения [Wellman, 1966; Tarponnier, Molnar, 1979; Nakata et al., 1991].

Такие же соотношения левосдвиговой и вертикальной составляющих смещений выявлены в северной части более восточной зоны разломов: позднечетвертичный сдвиг достигает 100 м, а вертикальные смещения составляют 2–5 м за голоцен, 5–7 м за голоцен и, возможно, конец плейстоцена и 10–15 м за всё позднечетвертичное время. В более южной части той же зоны (разлом Орнач Нал) сдвиговая компонента смещений определена в 60–100 м, а сбросовая компонента за разные отрезки времени (поднято восточное крыло) – в 2–5, 10–15 и 30 м [Wellman, 1966; Nakata et al., 1991].

На северном окончании Чаманский разлом разделяется на несколько ветвей, выделенных и охарактеризованных С.Ф. Скобелевым [Трифонов и др., 2002] на основе изучения космических снимков и обобщения опубликованных материалов. Одна из них, за которой С.Ф. Скобелев оставляет название Мукур-Чаманского разлома, продолжается на север, вероятно, сохраняя сдвиговый характер смещений, и причленяется к субширотному Андарабскому правому взбросо-сдвигу. Более восточная ветвь (Пагманский разлом) протягивается параллельно первой чуть восточнее и также ограничена Андарабским разломом. Она демонстрирует признаки левых взбросо-сдвиговых смещений. Наконец, третья ветвь (Пянджерский разлом) отклоняется на северо-восток и затухает в Центральном Бадахшане. Её характеризует сочетание левосдвиговых смещений с надвиганием северного крыла [Tarponnier et al., 1981].

Севернее Андарабского взбросо-сдвига предположительно выделяется Хохан-Икамьшский левый сбросо-сдвиг с поднятым юго-восточным крылом [Tarponnier, Molnar, 1979; Nakata et al., 1991]. Его кулисно подставляет на северо-востоке Дарваз-Алайская зона молодых нарушений [Трифонов, 1983]. Она пересекает р. Пяндж вблизи с. Саригор, простирается на север и далее, в районе с. Сагирдашт, на северо-восток, совпадая с новейшим Дарвазским разломом, а затем отклоняется от его северо-восточного, Каракульского, продолжения, следуя на восток вдоль южного борта Алайской долины.

Южный участок Дарваз-Алайской зоны представлен широкой полосой нарушений, характеризующихся левосдвиговыми смещениями с большей или меньшей вертикальной составляющей. Вдоль главного разлома между с. Иол и Николаевским спуском позднеголоценовые формы рельефа смещены влево на

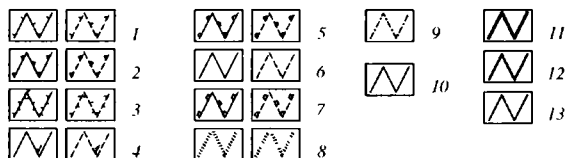
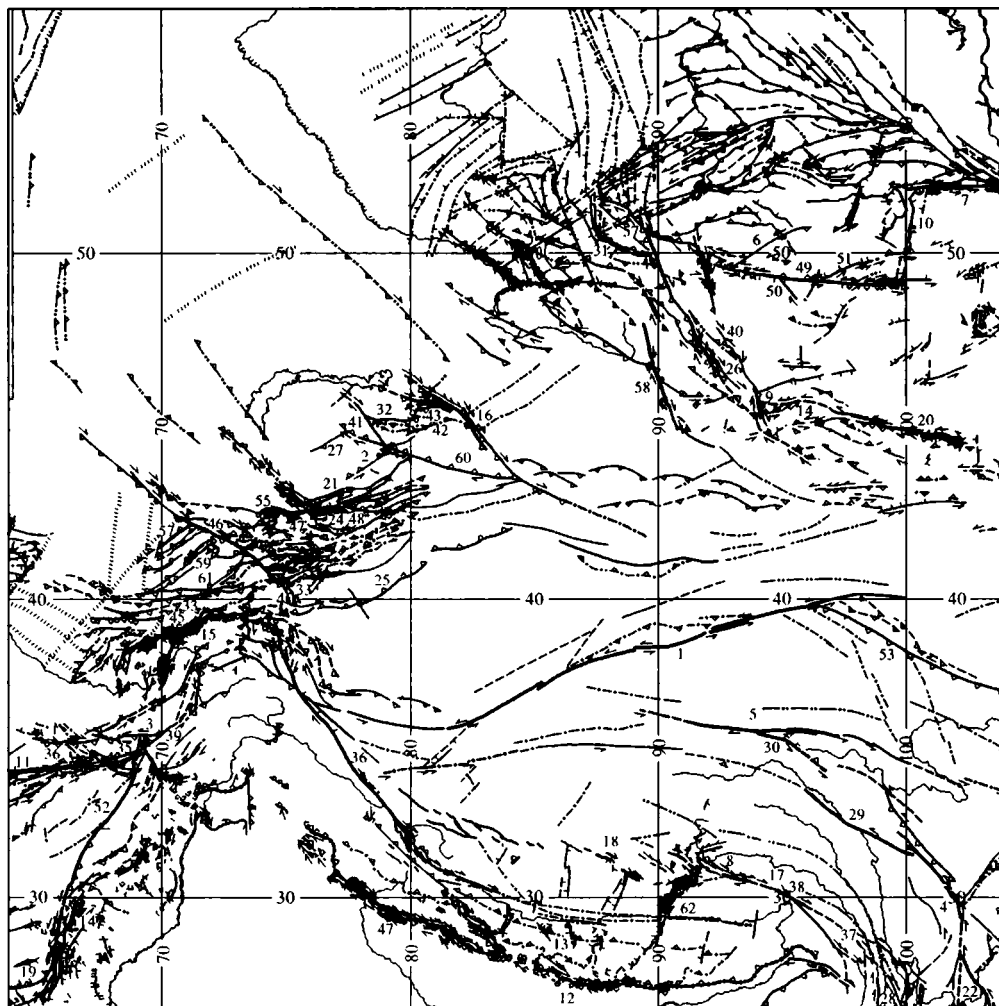


Рис. 10. Активные разломы Памиро-Гималайского региона и Центральной Азии

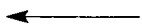
1–8 – морфология активных разломов (слева достоверных, справа предполагаемых): 1 – сбросы, 2 – надвиги и взбросы, 3 – раздвиги, 4 – сдвиги, 5 – флексуры, 6 – разломы с неизвестным типом смещения, 7 – поверхностные продолжения глубинных сейсмофокальных зон субдукции, 8 – скрытые разломы, выраженные на поверхности лишь косвенными признаками; 9, 10 – возраст последних проявлений активности разломов: 9 – средний плейстоцен, 10 – поздний плейстоцен и голоцен, включая современность; 11–13 – средние скорости движений по разломам, мм/год: 11 – $V \geq 5$, 12 – $1 \leq V < 5$, 13 – $V < 1$.

Цифры на карте (р. – разлом, з.р. – зона разломов): 1 – Алтынтагский р., 2 – Алтынэмельский р., 3 – Андарабский р., 4 – Аннинг р., 5 – Арникаминг (Ксидатан-Туосиюху-Маку) з.р., 6 – Ахирулинский р., 7 – Байкало-Мондинская и Тункинская з.р., 8 – Бенг-Ко з.р., 9 – Бидж р., 10 – Восточного борта Хубсугульской впадины з.р., 11 – Гератская з.р., 12 – Главный Пограничный р. Гималаев, 13 – Главный Центральный надвиг Гималаев, 14 – Гоби-Алтайская з.р., 15 – Дарваз-Алайская з.р., 16 – Джунгарский р., 17 – Джалы р.,

20 м, раннеголоценовые террасы и конусы выноса – на 120 м, реже 140–150 м (при подъёме западного крыла на 3–4 м), а склоны позднеплейстоценовой долины – примерно на 300 м.

Наиболее подробно изучены и датированы корреляцией отложений и форм рельефа с Таджикской депрессией смещения в районе с. Сагирдашт [Кучай, Трифонов, 1977; Трифонов, 1983]. Здесь основной разлом круто наклонён на юго-восток. Амплитуда левого сдвига за всё позднечетвертичное время составляет около 800 м, а за конец позднего плейстоцена и голоцен – 300–500 м (рис. 11). Сдвиговые смещения достигают 150–160 м за голоцен и 60–90 м за поздний голоцен. Самые молодые зафиксированные подвижки – на 20–21 и 5–6 м, по-видимому, относятся к историческому времени, поскольку именно на такие величины была, как минимум, дважды смещена древняя каменная кладка (остатки арыка, по мнению А.А. Никонова [Никонов и др., 1984]). Оцениваемая по этим данным скорость сдвига – 15–16 мм/год за голоцен. Судя по тому, что наиболее часто встречающиеся здесь амплитуды смещений, отражающие этапность формирования рельефа, повторяются в южной части зоны и вдоль Чаманского разлома, можно полагать, что там скорости сдвиговых перемещений были примерно такими же.

Северо-восточнее Дарваз-Алайская зона испытывает ветвления. По одной из ветвей в долине р. Карашура троговая долина и морена позднеплейстоценового ледника смещены влево на 170 м. По другой ветви на левом берегу р. Муксу



18 – Джаринг-Ко р., 19 – Диз-Вэлли р., 20 – Долиноозёрский р., 21 – Заилийский р. и Алмаатинский р., 22 – Земухе р. и Ксиангджианг р., 23 – Зеравшанский р., 24 – Кеминский р., 25 – Кепинг з.р., 26 – Кобдинский р., 27 – Кокшеевский р., 28 – Красной реки р., 29 – Ксианшухе р., 30 – Кунылуьского перевала р., 31 – Курайско-Чуйская з.р., 32 – Лепсинский р., 33 – Нарын-Сонкульская з.р., 34 – Орнач-Нал р., 35 – Пагманский р., 36 – Памиро-Каракорумский (Каракорумский) р., 37 – Пограничный р. гор Кангшан, 38 – По-Ку р., 39 – Пянджерский р., 40 – Сагсайский р., 41 – Салдатсайский (Западно-Джунгарский) р., 42 – Саркандский р., 43 – Северо-Колпаковский р. и Южно-Колпаковский р., 44 – Северо-Сусамырский р., 45 – Сурхоб-Илякская з.р., 46 – Таласо-Ферганский р., 47 – Фронтальная з.р. Гималаев, 48 – Фронтальный Терскойский р., 49 – Хангайская з.р., 50 – Хан-Хухийнский р., 51 – Цэцэрлэгский р., 52 – Чаманский (Мукур-Чаманский) р., 53 – Чангма-Килианский р., 54 – Чаткальский (Пскемский) р., 55 – Чонкурчак р. и Иссык-Ата р., 56 – Чормак р., 57 – Шаншальский р., 58 – Эртаийский р., 59 – Южно-Атойнокский р., 60 – Южно-Джунгарский р., 61 – Южно-Наукатский р., 62 – Ядонг-Гулу з.р.

Fig. 10. Active faults in the Pamir-Himalayan region and Central Asia

1–8 – sense of motion (the proved faults are shown on the left and the assumed faults are shown on the right): 1 – normal fault, 2 – thrust or reverse fault, 3 – extension fault, 4 – strike-slip fault, 5 – flexure, 6 – unknown, 7 – seismic focal zone of subduction, 8 – deep-seated fault, indirectly manifested in the land surface. 9, 10 – age of the last manifestation of activity: 9 – Middle Pleistocene; 10 – Upper Pleistocene and Holocene, including historical and contemporary. 11–13 – rates of motion (V , mm/year): 11 – $V \geq 5$; 12 – $1 \leq V < 5$; 13 – $V < 1$.

The faults (f.) and fault zones (f.z.), discussed in the text are marked by numerals: 1 – Altyn Tagh f.z., 2 – Altyn Emel f., 3 – Andarab f., 4 – Anning f., 5 – Armimaqing (Xidatan-Maku) f., 6 – Ahrulinskiy f., 7 – Baikalo-Mondinskaya and Tunka f.z., 8 – Beng Co f.z., 9 – Bidge f., 10 – Eastern side of the Khubsugul graben f.z., 11 – Herat f.z., 12 – Main Boundary f. of Himalayas, 13 – Main Central thrust of Himalayas, 14 – Gobi-Altai f.z., 15 – Darvaz-Alai f.z., 16 – Main Dzhungarian f., 17 – Jiali f., 18 – Gyaring Co f., 19 – Diz Valley f., 20 – Dolinoozerskiy f., 21 – Zaili f. and Alma-Ata f., 22 – Zemuhe f. and Xiaojiang f., 23 – Zeraвшan f., 24 – Kemin f., 25 – Keping f.z., 26 – Kobdo f., 27 – Koksheel f., 28 – Red River f., 29 – Xianshuihe f., 30 – Kunlun Pass f., 31 – Kurai-Chuia f.z., 32 – Lepsy f., 33 – Naryn-Sonkul f.z., 34 – Ornach Nal f., 35 – Pagman f., 36 – Karakorum f., 37 – Kangshan Mountains Boundary f., 38 – Po Qu f., 39 – Pianjer f., 40 – Sagsay f., 41 – Soldatsai f., 42 – Sarkand f., 43 – Kolpakovo Northern and Southern faults, 44 – Northern Susamyr f., 45 – Surkhob-Iliak f.z., 46 – Talas-Fergana f., 47 – Frontal f. of Himalayas, 48 – Frontal Terskey f., 49 – Khangay f.z., 50 – Khan-Huhiyn f., 51 – Tsetserleg f., 52 – Chaman f., 53 – Changma-Qilian f., 54 – Chatkal f., 55 – Chon-Kurchak f. and Issuk-Ata f., 56 – Chormak f., 57 – Shapshal f., 58 – Keketuohai-Ertai f., 59 – South Atoyok f., 60 – South Dzhungarian f., 61 – South Naukatskiy f., 62 – Yadong-Gulu f.z.

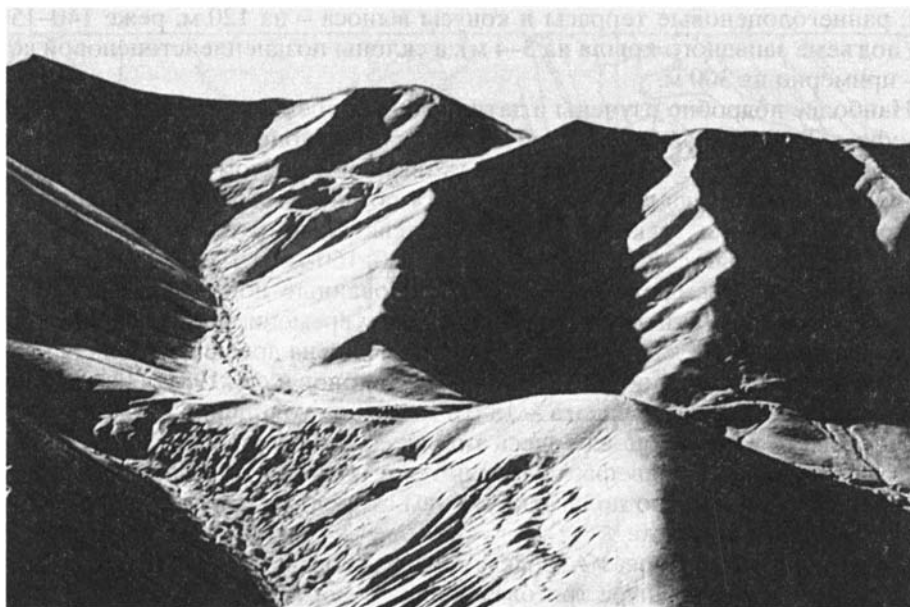


Рис. 11. Правосдвиговые смещения дренажной сети в зоне Дарваз-Алайского активного разлома возле с.Сагирдашт (фото Р. Вессона)

Fig. 11. Dextral offsets of the drainage system on the Darvaz-Alai active fault near village of Saghirdasht (photo by R. Wesson)

три гряды боковых морен позднелейстоценового ледника смещены влево на 50–70 м при взбросе южного крыла разлома на 10–12 м и его наклоне под взброшенное крыло под углами 50–60° [Трифонов, 1983]. По этим данным средняя скорость голоценового сдвига по этой ветви разлома составляет 5–7 мм/год при скорости вертикальной составляющей движения около 1 мм/год.

Восточнее, на южном борту Алайской долины, зона разлома, детально описанная А.А. Никоновым и его соавторами [Никонов и др., 1983, 1984], простирается субширотно, испытывая мелкие изгибы и ветвления, и характеризуется надвиганием южного крыла. Возраст позднеголоценовых подвижек датировался радиоуглеродным и лихенометрическим методами. В западной части зоны обособляются две основные ветви. По северной ветви, наклонённой на юг под углами 25–30°, амплитуда надвигания составила 12–15 м (до 25 м?) за 5100 лет и до 5 м за конец голоцена, что даёт скорость надвигания 2,4–5 мм/год. По южной ветви выявлено позднеголоценовое надвигание на 3–7 м, произошедшее в её центральном сегменте за последние 500–1000 лет, что соответствует скорости надвигания до 7 мм/год.

В более восточной части зоны, наклонённой на юг под углами 20–30°, определены вертикальные смещения на 0,3–0,5 м за 300–500 лет и восточнее на 0,5–2 м за 1700 лет, что даёт среднюю скорость надвигания 2–3 мм/год. С рассматриваемым субширотным сегментом Дарваз-Алайской зоны сопряжены разломы северо-западного простирания. По одному из них, на западе сегмента, выявлен правый взбросо-сдвиг с вертикальным смещением на 1–3 м за 25 лет. По другому разлому, Сарыташскому, взбросовая компонента смещения, возможно, связанная с сильным землетрясением, достигает 0,5–2 м за 400–500 лет.

На востоке южные ветви Дарваз-Алайской зоны смыкаются с северным окончанием зоны Памиро-Каракорумского (Каракорумского) разлома, обрамляющего Памиро-Пенджабский синтаксис с северо-востока [Ding Guoyu, 1984; Armiĵo, Tarponnier, 1989]. В разных сегментах зоны выявлены правосдвиговые смещения при отсутствующей или переменной по направлению вертикальной компоненте. Так, на крайнем севере, в сегментах Муртаг и Конгур, голоценовые смещения составляют 40–50 м, причём на Конгурском сегменте они сопровождаются одновременным подъёмом северо-восточного крыла на 12 м. Чуть южнее амплитуда сдвига достигает 150–250 м за голоцен и 4–25 м за конец голоцена при вертикальном смещении на 100–300 м за голоцен и конец плейстоцена [Liu et al., 1993]. На восточном борту впадины Тагман при землетрясении 1895 г. ($M = 7,5$) был активизирован отрезок разлома протяжённостью не менее 30 км; при этом восточное крыло поднялось на 3,5 м. В юго-восточной части Памиро-Каракорумского разлома (долины рек Инд и Гар) послеледниковые смещения конусов выноса на 350 м дают скорость сдвига 27–35 мм/год [Liu et al., 1991].

Вдоль ответвляющегося от Памиро-Каракорумской зоны Карасуйского разлома в долине р. Карасу (15 км южнее с. Мургаб) правые смещения составили 90 м за поздний плейстоцен и 35 м за конец позднего плейстоцена. Вертикальные смещения за те же временные интервалы достигли соответственно 21 и 2(?) м по северо-восточной ветви разлома и 8 и 1,5–2 м по юго-западной ветви. Голоценовые формы явного смещения не обнаруживают.

На юго-востоке позднечетвертичные смещения по Памиро-Каракорумскому разлому затухают, как бы надстраиваясь с юга активными разломами южного склона Гималаев. Здесь выделяются с юга на север три главные зоны активных нарушений: Фронтальная, Главного пограничного разлома и Главного центрального надвига. Первая является четвертичным новообразованием, а две последние наследуют надвиговые зоны, заложившиеся ещё в начале коллизионного этапа и достигшие максимального развития в миоцене [Ажгирей, 1977; Ratschbacher et al., 1993]. Вдоль всех трёх зон выявлены признаки средне- и позднечетвертичных надвиговых и взбросовых перемещений, местами (на участках северо-западного простираения) с правосдвиговой составляющей.

Наиболее активна Фронтальная зона, в которой среднюю скорость суммарного современного меридионального горизонтального укорочения К.С. Валдия [Valdija, 1986] оценивает в 10–15 мм/год. Прерывистая полоса коротких сегментов зоны прослежена вдоль подножий Гималаев более, чем на 1600 км [Yeats et al., 1992]. Прямые данные о современных движениях получены на правом берегу р. Ганга западнее г. Дехра-Дуна (разлом Харидвар), где повторные геодезические наблюдения дали скорость поперечного горизонтального укорочения 1–5,6 мм/год за 1974–1979 гг. [Valdija, 1986]. Северо-западнее, возле г. Амбалы, эрозивно-аккумулятивная поверхность Пинджор, возникшая, вероятно, после последнего оледенения, испытала по разлому Набау вертикальное смещение на 150 м, а долина р. Раусалия изогнута вправо на 250 м [Nakata, Kizaki, 1986; Nakata, 1989].

На крайнем востоке зоны, севернее г. Калькутты, Т. Наката отмечает голоценовые вертикальные смещения на 20–55 м, тогда как самые молодые вертикальные подвижки составляют 1–2 м. Чуть западнее выявлен свежий разломный уступ на 4,5 м, сопровождаемый обратным изгибом речной террасы на 4° [Nakata, 1989]. Интересно, что на отдельных непротяжённых участках Фронтальной зоны молодыми подвижками поднято не северное, как обычно, а южное крыло разлома.

Зона Главного пограничного разлома прослеживается как четвертичное нарушение почти непрерывно от окрестностей г. Пешавара до Ассама более, чем на 2500 км [Yeats et al., 1992], хотя далеко не повсеместно вдоль неё выявлены признаки голоценовой активизации. В тех местах, где такая активизация не выявлена, повсеместно поднято северное крыло, т.е. в плейстоцене разлом продолжал функционировать как надвиг или взброс. На активизированных участках зона нередко представлена взбросами (или местами сбросами?) с поднятым южным крылом. Иначе говоря, последние подвижки могли происходить и во встречном направлении. Так, севернее г. Калькутты две голоценовые речные террасы подняты в южном крыле разлома соответственно на 18,5 и 36 м [Nakata, 1989]. Максимальная скорость «встречного» позднеголоценового вертикального движения определена возле с. Сальяна северо-восточнее г. Лакхнау в 8 мм/год. Как правило, такие сегменты разлома обнаруживают и признаки праводвиговых перемещений.

Вместе с тем, во всех случаях, когда в зоне разлома удавалось выявить не только голоценовые, но и совпадавшие с ними по направлению более ранние вертикальные смещения, поднятым оказывалось северное крыло. Так, чуть западнее упомянутого участка возле с. Сальяна, по разлому Сурхбет-Горахи, коренные породы надвинуты на отложения с радиоуглеродным возрастом 570 ± 90 лет [1300–1435 гг.]. Им одновозрастны подпрудные отложения, возникшие из-за подвижки по разлому, нарушившей речные отложения с радиоуглеродным возрастом 1400 ± 100 лет [560–690 гг.]. Нижняя речная терраса (20–27 тыс. лет) смещена на 12–15 м, средняя – на 55 м и верхняя – на 90 м. Неизменно воздымалось северное крыло разлома [Nakata, Kizaki, 1986; Nakata, 1989].

В сегменте Матиали севернее г. Калькутты разлом наклонён на север под углом 40° . В голоцене скорость воздымания северного крыла достигала 1–2 мм/год. Рядом средне-позднеплейстоценовая эрозионно-аккумулятивная поверхность Користан поднята в северном крыле на 350 м [Nakata, 1989]. К.С. Валдия оценил суммарную скорость современного меридионального горизонтального укорочения в зоне Главного пограничного разлома в 5–7 мм/год. Непосредственно измеренная в 1965–1976 гг. на разломе Паонта севернее г. Амбалы, она составила 4,7–5,7 мм/год [Valdija, 1986].

В зоне Главного центрального надвига выявленные проявления позднечетвертичных движений единичны. Одно из таких мест – правый взбросо-сдвиг Талфи в районе с. Сальяна, наклонённый под углом 70° на юго-запад. В его юго-западном крыле нижняя речная терраса поднята на 1–5 м, а более высокая – на 40–48 м. Скорость голоценового воздымания Т. Наката определяет в 2–2,5 мм/год [Nakata, 1989]. Суммарное современное меридиональное горизонтальное укорочение в зоне Главного центрального надвига К.С. Валдия оценивает в 3 мм/год.

Между этим надвигом и Главным пограничным разломом в Западном Непале протягивается в северо-западном направлении непротяжённая (150 км) зона разлома Бари-Гад. Это правый сдвиг, местами с вертикальной составляющей смещений [Yeats et al., 1992]. В юго-восточной части зоны поднято юго-западное крыло. Здесь выявлены вертикальные смещения разновозрастных уровней рельефа на 15–20 и 250 м. По ним Т. Наката [Nakata, Kizaki, 1986; Nakata, 1989] оценивает среднюю скорость воздымания за поздний плейстоцен и голоцен в 1,2 мм/год.

По мнению К.С. Валдия, описанные активные зоны Гималаев могут, выходясь, сливаться на глубине в единую зону срыва [Valdija, 1986].

Главный пограничный разлом Гималаев достигает на западе северного Пакистана. Здесь к югу от него выделяется Фронтальный надвиг Соляного кряжа. В западной части он переходит в разлом Муса-Хел северо-западного простирания, вдоль которого выявлены молодые правосдвиговые смещения на 60 м [Nakata et al., 1991]. Юго-западнее, в Сулеймановых и Киртарских горах, обнаружены молодые вертикальные смещения по многочисленным субмеридиональным разломам. Подобные смещения есть и на Памире. Более определённые данные о позднечетвертичных подвижках получены здесь для Зарышкольского разлома северо-восточного простирания: по нему левый сдвиг на $100 \div 400$ м сочетается с подъёмом южного крыла на 20 м.

В восточной части Аравийско-Кавказского сегмента непосредственно к западу от Памиро-Пенджабского синтаксиса доминирующую роль играют субширотные активные зоны. Одной из них является Сурхоб-Илякская зона молодых правых сдвиго-надвигов на северо-западном краю Памира [Трифонов, 1983]. Она отчленяется от Дарваз-Алайской зоны между р. Муксу и пос. Джиргиталь и следует на запад-юго-запад вдоль долин рек Сурхоб, Вахш, Оби-Гарм, Иляк и далее к г. Яван (см. рис. 10). Зона расположена вблизи Вахшского и продолжающего его на юго-запад Илякского надвигов, но не вполне совпадает с ними, возможно, представляя собой поверхностное выражение более глубинного и, как правило, более крутопадающего тектонического нарушения. О его относительной глубинности свидетельствуют повышенный тепловой поток и газо-гидрохимические аномалии в зоне разлома [Лукина и др., 1991].

Восточная часть Сурхоб-Илякской зоны между с. Таджикибад и пос. Гарм представляет собой правосдвиговой кулисный ряд взбросов и надвигов. Один из них, наклонённый на юг под углами $40\text{--}45^\circ$, вблизи устья р. Руноу смещает раннеголоценовую террасу на 15 м. Скважина в южном крыле разлома вскрыла под меловыми отложениями позднечетвертичные галечники [Кучай, 1981]. Многолетние геодезические наблюдения свидетельствуют о систематическом, хотя и переменном по величине воздымании южного крыла со скоростями до 15 мм/год, а также о сближении крыльев со скоростью около 20 мм/год [Pevnev et al., 1975; Кучай и др., 1978; Гусева и др., 1993]. Вместе с тем повторные светодальномерные наблюдения на большей базе обнаружили юго-восточнее пос. Гарм левосдвиговые деформации вдоль Дарваз-Алайской зоны, а между ней и Сурхоб-Илякской зоной – выжимание горных масс к западу от области наибольшего поперечного укорочения со скоростями до 30 мм/год в хребте Петра Первого [Гусева и др., 1993] и до 20 мм/год в Вахшском хребте [Певнев и др., 1978].

На более юго-западном отрезке Сурхоб-Илякской зоны, возле устья р. Оби-Гарм, скорость геодезически измеренного современного надвигания составляет примерно 10 мм/год, а общая амплитуда надвигания за 1–3 млн лет достигает 15 км, что даёт его скорость 5–15 мм/год [Никонов, 1988]. Там же по деформациям рельефа и молодых отложений выявлены позднечетвертичное надвигание, а по одной из ветвей зоны – правый сдвиг до 10 м [Леглер, Пржиялговская, 1979]. Южнее пос. Файзабад крутонаклонённый активный разлом скрыт современным конусом выноса, но по сопоставлению скважин зафиксировано вертикальное смещение подошвы верхнеплейстоценовых отложений на 200 м [Иванова, 1984]. Ещё юго-западнее, в районе перевала Зардолю и возле г. Яван, отчётливо регистрируется деформациями рельефа правосдвиговая составляющая смещений, многократно превосходящая взбросовую. Скорость позднечетвертичного сдвига достигает $1,5 \div 3$ мм/год [Трифонов, 1983].

Вместе с тем, Файзабад-Яванский сегмент зоны рассекает наискось Илякский надвиг пород осадочного чехла, наклонённый на юг под углами 30–45°. Амплитуда надвигания по нему достигает 7–8 км [Никонов, 1988; Коробков, Николаев, 1990]. Западные сегменты Сурхоб-Илякской зоны сочетаются со взбросами юго-западного и меридионального простираний, протягивающимися вдоль складок Афгано-Таджикской депрессии [Никонов, 1970]. Вдоль одного из таких разломов на северо-западном борту р. Сурхандарьи мелкие долины, врезанные в террасу конца позднего плейстоцена, смещены влево на 10–35 м; амплитуда сдвига многократно превосходит взбросовую составляющую смещения [Трифонов, 1983].

К югу от Афгано-Таджикской депрессии подобную структурную позицию занимают Чормак-Андарабская и Гератская зоны разломов. Вдоль первой, по данным С.Ф. Скобелева, правый сдвиг сочетается со взбросом южного крыла. Гератская зона представляет собой пучок сближенных субширотных разломов, демонстрирующих признаки правого сдвига, иногда со взбросовой компонентой смещения; чаще поднято северное крыло [Wellman, 1966; Taponnier et al., 1981]. От Гератской зоны отчленяется на юго-запад ряд более мелких позднечетвертичных нарушений; по некоторым из них, наряду со взбросовой, можно предполагать левосдвиговую составляющую смещений.

Восточнее Памиро-Пенджабского синтаксиса, в западном Китае, также преобладают субширотные активные разломы. Важнейшие их зоны разделяют крупные коровые (или литосферные) блоки. Среди них выделяется своей протяжённостью (более 2000 км) зона Алтынтагского (Алтунского) левого сдвига восток-северо-восточного простирания, ограничивающая с севера блоки Тибета и Цайдама [Atlas..., 1989; Map..., 1992].

В центральном сегменте зоны южнее г. Чарклыка представлены сейсмогенные смещения землетрясений 1924 г. (магнитуды M_S 7,25 и 7,75) и 1932 г. ($M_S = 6,75$). Левосдвиговые смещения при каждом из землетрясений 1924 г. превысили 1 м [Molnar, Deng Qidong, 1984]. Сдвиг за поздний плейстоцен и голоцен составил 900–1000 м; отсюда средняя скорость движения – 9–10 мм/год. Сдвиг с начала среднего плейстоцена (690 000 лет) определён в 4 км, что даёт скорость около 6 мм/год. Наконец, предполагается, что суммарное сдвиговое смещение на 29 км формировалось с конца плиоцена, из чего средняя скорость может быть оценена в 10–15 мм/год [Ding Guoyu, 1984; Molnar, Deng Qidong, 1984].

Юго-восточнее оз. Лобнор, на более восточном отрезке зоны, определены близкие амплитуды и соответственно средние скорости сдвига, хотя магнитуды сильнейших известных исторических землетрясений не превысили 6 + 6,5. Выявлены смещения на 17–35 м за голоцен (скорость $V = 3,2$ мм/год), 320–390 м за поздний плейстоцен и голоцен ($V = 5,6$ –7 мм/год), 1800 + 3500 м с середины среднего плейстоцена (V до 8,8 мм/год) и 6500 м за 690 000 лет, т.е. с начала среднего плейстоцена, или неоплейстоцена ($V = 9,4$ мм/год). Чуть меньшие амплитуды и скорости сдвига определены на востоке зоны, восточнее г. Юймыня (соответственно 4–5 км и около 7 мм/год). Вместе с тем сдвиг за 1910–1975 гг. не превысил здесь 12 см ($V = 2$ мм/год) [Ding Guoyu, 1984]. Поскольку сильных землетрясений за это время не было, возможно, эта величина отражает скорость криповых перемещений, тогда как более существенный вклад в суммарное смещение вносят редкие сильные землетрясения.

Южнее Алтынтагского разлома протягивается на 1100 км зона разломов Ксидатан–Туосуоху–Маку (Арнимакинг), представляющая собой восточную часть системы четвертичных разломов Кунылуния и отделяющая Тибет от Цай-

дама. В западном сегменте зоны выявлены левосдвиговые смещения разной амплитуды: на 8–10 м за поздний голоцен, 40–60 м за голоцен, 80–100 м за голоцен и поздний плейстоцен (110 тыс. лет) и 30 км за четвертичный период и конец плиоцена [Ding Guoyu, 1984]. По этим данным средняя скорость перемещений оценивается в интервале 1–10 мм/год. При землетрясении 1600 г. ($M_S \geq 7,5$) был активизирован отрезок разлома длиной не менее 110 км и по нему произошёл левый сдвиг до 10 м [Kidd, Molnar, 1988], что как раз и соответствует выявленной величине позднеголоценового смещения.

В более восточном сегменте зоны определённые голоценовые и позднеплейстоценовые сдвиговые смещения дают те же величины, но возрастает вклад сейсмичности XX века [Molnar, Deng Qidong, 1984; Kidd, Molnar, 1988]. При землетрясениях 1937 и 1963 гг. активизировался отрезок разлома длиной около 300 км и по нему произошёл суммарный левый сдвиг на 8 м при взбросовой компоненте до 6 м. По определениям параметров очага землетрясения 1963 г. сдвиг достигал 6,8 м при взбросовой компоненте до 1,7 м.

На восточном обрамлении Тибета и Цайдама разломы с существенно левосдвиговым смещением приобретают юго-восточное, а на юге, в Северном Юньнани, даже меридиональное направление. Так, от восточной части Алтынтагской зоны на юго-восток ответвляется Чангма-Килианский разлом [Atlas..., 1989]. В его северо-западной части амплитуда голоценового левого смещения достигает 36,5 м, что даёт скорость сдвига не менее 3,6 мм/год, тогда как скорость коррелируемого с ним взброса юго-западного крыла составляет лишь 0,15–0,25 мм/год [Ding Guoyu, 1984]. Юго-восточнее скорость сдвига за голоцен (точнее, за 12 760 лет) определена в 4,5 мм/год при скорости вертикальной составляющей движений 1 мм/год, а скорость сдвига за 1890 лет – в 6,5 мм/год при скорости вертикальной составляющей 1,4 мм/год. Таким образом, отношение сдвиговой и вертикальной компонент – $4,5 \div 4,7/1$. Отмечена связь с разломом землетрясений 1832 г. ($M_S = 6,5$), 1927 г. ($M_S = 8,3$), 1932 г. ($M_S = 7,6$), 1955 г. ($M_S = 5,5$) и других, более слабых [Molnar, Deng Qidong, 1984; Atlas..., 1989]. Они внесли решающий вклад в суммарное сдвиговое перемещение, происходившее с 1609 по 1954 гг. со средней скоростью 4 мм/год.

На востоке Чангма-Килианский разлом кулисно подставляется с юга разломом Тайлузи (Северного фронта гор Кинлинг) – левым сдвигом с подчинённой компонентой воздымания южного крыла. Амплитуда сдвига за последние 2,4 млн лет достигла 3 км, что даёт среднюю скорость движения 1,3 мм/год [Ding Guoyu, 1984; Atlas..., 1989].

Зону Арнимакинг оперяет с юга разлом Куньлунского перевала северо-западного простираения. По нему происходило левосдвиговое перемещение с подчинённой сбросовой компонентой (поднято северо-восточное крыло) [Kidd, Molnar, 1988]. Амплитуда сдвига достигает 50–90 м за голоцен (?), 130–200 м за голоцен и поздний плейстоцен (180 тыс. лет) и 1,7 км за четвертичное время. По этим данным средняя скорость сдвига, вероятно, близка к 1 мм/год, хотя предположительно голоценовые смещения дают большие значения. Восточнее разлома Куньлунского перевала выделен активный разлом северо-западного простираения, по которому при землетрясении 1947 г. ($M_S = 7,75$) на протяжении 150 км произошёл левый сдвиг до 4,5 м, сопровождавшийся взбросом юго-западного крыла [Molnar, Deng Qidong, 1984].

Южнее находится зона разлома Ксианшухе, протягивающегося на юго-восток на 800 км. На его северо-западном отрезке (разлом Ганзи-Юшу) суммированием сейсмических моментов землетрясений определена средняя скорость левосдвиговых перемещений – 5–9 мм/год [Ding Guoyu, 1984]. Юго-восточнее, по

27-километровому разлому Жедуотанг отмечена левосдвиговая подвижка на 1 м при землетрясении 1955 г. ($M_S = 7,5$) [Allen et al., 1991].

Наиболее изучен центральный сегмент зоны – собственно разлом Ксианшухе, круто наклонённый на северо-восток [Ding Guoyu, 1984; Molnar, Deng Qidong, 1984; Atlas..., 1989; Allen et al., 1991]. В его северо-западной части выявлены левосдвиговые смещения за голоцен и поздний плейстоцен на 1500 – 1700 м, уменьшающиеся на юго-восток до 250–300 м, что даёт средние скорости сдвига соответственно 15 и 2,5–3 мм/год. Скорость сдвига за голоцен определена в 10–20 мм/год при соотношении сдвиговой и вертикальной составляющих движения $3 \div 5/1$. На одном из участков амплитуда сдвига за последние 2850 лет определена в 44–47 м, что даёт скорость движения 17 мм/год. Вместе с тем скорость современного сдвига, подсчитанная суммированием сейсмических моментов землетрясений, составляет 5–6 мм/год, а измеренная геодезически – 6–7,9 мм/год.

В зоне разлома представлены следы землетрясений 1816 г. ($M_S = 7,5$), 1893 г. ($M_S = 7$), 1904 г. ($M_S = 7$), 1923 г. ($M_S = 7,25$), 1973 г. ($M_S = 7,5-7,9$) и 1981 г. ($M_S = 6,9$). При землетрясении 1893 г. возник сейсмогенный разрыв длиной не менее 40 км. При землетрясении 1923 г. на протяжении 80–100 км произошёл сдвиг до 3,6 м. С землетрясением 1973 г. связан сейсмогенный разрыв в 90 км (105 км по протяжённости афтершокового поля) с подвижкой до 3,6 м, а с землетрясением 1981 г. – 44 км с подвижкой до 0,45 м.

В более юго-восточном сегменте зоны Ксианшухе (разлом Ялахе) установлен голоценовый левый сдвиг на 10 м при сбросовой составляющей смещения за конец позднего плейстоцена и голоцен на 22 м; поднято юго-западное крыло. Наконец, на юго-востоке зоны (разлом Селаха) на протяжении более 70 км отмечены сдвиговые смещения, возникшие при землетрясениях 1725 г. ($M_S = 7-7,5$) и 1786 г. ($M_S = 7,75$) [Allen et al., 1991].

На юго-восточном окончании зона Ксианшухе отклоняется к югу и переходит в меридиональный левый сдвиг Аннинг. Скорость сдвига, подсчитанная суммированием сейсмических моментов землетрясений, чуть меньше 2 мм/год [Ding Guoyu, 1984]. Разлом Аннинг затухает к югу, но от него ответвляется на юго-восток левый сдвиг Земухе, переходящий на юге в две меридиональные ветви разлома Ксиаоджианг. Суммированием сейсмических моментов скорость сдвига по разлому Земухе и западной ветви разлома Ксиаоджианг определена в 9 мм/год [Ding Guoyu, 1984]. По этой ветви выявлены левосдвиговые смещения на 13 м за 2520–2880 лет и 8 м за 1237–1407 лет, что даёт скорость сдвига 5–6 мм/год [Allen et al., 1991].

В Южном Тибете характер молодых смещений по разломам принципиально изменяется. Полоса субмеридиональных левых сдвигов Аннинг-Ксиаоджианг ограничена с юга крупнейшим правым сдвигом Красной реки, протягивающимся в северо-западном направлении из Вьетнама в Юньнань [Allen et al., 1984; Atlas..., 1989; Макаров и др., 1988]. Разлом наклонён круто, чаще на юго-запад, обнаруживая при этом небольшой подъём юго-западного крыла. Амплитуды сдвиговых смещений составляют 9 м за конец голоцена, 25–70 м за голоцен и 5–6 км за плиоцен-четвертичное время. Определяемые за разные временные интервалы скорости сдвига – 2–8 мм/год. По геодезическим данным скорость сдвига определена в 10–11 мм/год при скорости вертикальной составляющей движения 0,75 мм/год. Хотя в северо-западной (китайской) части разлома в течение последних 3000 лет очень сильных землетрясений не зафиксировано, обнаружены следы более ранних палеоземлетрясений.

Правый кулисный ряд подобных разломов северо-западного простирания протягивается от северо-западного окончания разлома Красной реки вдоль все-

го Южного Тибета, смыкаясь на западе с юго-восточным окончанием Памиро-Каракорумского правого сдвига. Восточным членом этого ряда является Пограничный разлом гор Кангшан, представляющий собой правый сбросо-сдвиг с поднятым северо-восточным крылом [Allen et al., 1984; Atlas..., 1989]. Вдоль него обнаружены сейсморазрывы землетрясения 16 марта 1925 г. ($M_S = 7$) и следы нескольких палеоземлетрясений. Геодезически измеренная скорость сдвига достигает 5 мм/год, а вертикальной составляющей перемещения – 9 мм/год.

Разлом кулисно подставляется на западе эшелонированно построенной зоны правых сдвигов По-Ку. С восточным разломом зоны сопряжён левый сдвиг Жонгдьян–Лиджянг–Джянгюн север-северо-восточного простирания, от северной части которого отходит на северо-запад вторая эшелонированно построенная зона правых сдвигов – Парлунг. Эти две правосдвиговые зоны сливаются на северо-западе в единый разлом. Его западным кулисным продолжением является разлом Джяли. Вдоль него обнаружены 20-километровый свежий сейсморазрыв неидентифицированного землетрясения и правосдвиговые смещения на 100–150 м за голоцен (что даёт скорость сдвига 10–15 мм/год) и на 1500 м со среднего плейстоцена [Armijo, Tarronnie, 1989].

На западе рассмотренная зона продолжается кулисным рядом правых сдвигов, среди которых наиболее примечателен разлом Бенг-Ко. По нему выявлены правые смещения на 25 м за конец голоцена, 100–150 м за голоцен (12 тыс. лет), 1250–1400 м за голоцен и поздний плейстоцен (120 тыс. лет) и 7,5 км с конца раннего плейстоцена (около 1 млн лет). По этим данным скорость сдвига близка к 10 мм/год. При землетрясении Дангксионг (Бенг-Ко) 18 ноября 1951 г. ($M_S = 8$) вдоль разлома возник сейсморазрыв длиной 90 км (до 200 км по распространению афтершоков) с правыми смещениями до 10 м [Armijo et al., 1986; Armijo, Tarronnie, 1989; Molnar, Deng Qidong, 1984]. Описанный сегмент разлома кулисно подставляется более западным сегментом, и между ними развивается впадина типа pull-apart, заполненная озером Бенг-Ко. Определённые сдвиговые смещения по западному сегменту несколько меньше: 8 м за конец голоцена и 100–120 м за 12 тыс. лет.

Следующий член южнотибетского кулисного ряда – зона разломов Джяринг-Ко северо-западнее г. Лхасы. По её восточному сегменту произошли правые смещения при землетрясениях 15 декабря 1934 г. ($M_S = 7$) до 5 м и 22 февраля 1980 г. ($M_S = 5,8$) на несколько десятков сантиметров. По западному сегменту зоны выявлено правое смещение на 1,8 км за 120 тыс. лет (?), что даёт возможность предположить скорость сдвига 10–20 мм/год [Armijo, Tarronnie, 1989].

Между разломами южнотибетского кулисного ряда и надвигами южного склона Гималаев описано несколько активных грабенов и грабенообразных зон [Armijo et al., 1986; Armijo, Tarronnie, 1989]. Крупнейшая из них, зона Ядонг-Гулу, начинается чуть севернее выходов Главного центрального надвига на меридиане г. Калькутты и протягивается мимо г. Лхасы на северо-восток до правого сдвига Бенг-Ко. В её южной части обособляется левый кулисный ряд сбросов Ядонг, Ньейо и Карила, образующих восточные борта полуграбенов. Амплитуда смещения по сбросу Ньейо составляет 1400 м (до 1900 м) за четвертичный период и достигает по двум другим сбросам 2500–3000 м за плиоцен-четвертичное время. Скорость движений оценивается в 0,4–1,6 мм/год.

Севернее обособляются грабены Анганг и за ним Янгбаджайн. На восточных бортах обоих грабенов зафиксированы сбросовые смещения, а на западных бортах – левые сдвиго-сбросы. Амплитуда смещений на восточных бортах грабенов возрастает с юга на север от 500 до 1600–1700 м за четвертичный период.

На востоке грабена Анганг выявлен голоценовый сброс на 10–30 м. Наиболее детально изучена северная часть западного борта грабена Янгбаджайн, где главный сброс наклонён на восток под углом около 50°. Здесь определены вертикальные смещения на 3–7 м за конец голоцена, 15–20 м за голоцен, 100 м за голоцен и конец плейстоцена (60 тыс. лет) и 2,7 км за плиоцен-четвертичное время. Судя по голоцен-позднеплейстоценовым смещениям, средняя скорость вертикальной составляющей подвижек – 1,6 мм/год. Левосдвиговая компонента появляется в северной части разлома, где он отклоняется к северо-востоку. Вместе с тем, непосредственно к югу от этого разлома выделено нарушение восток-северо-восточного простираения, по которому левосдвиговая компонента смещений заметно превосходит вертикальную, достигая 4 км за четвертичный период.

Севернее зона Ядонг-Гулу приобретает восток-северо-восточное простираение. В этой её части, сохраняющей в целом грабенообразное строение и выделяемой под названием коридора Дамксунг, левосдвиговая составляющая смещений существенно преобладает над вертикальной. Вдоль юго-восточного борта коридора амплитуда сдвига равна 30–40 м за голоцен и 700–800 м за голоцен и поздний плейстоцен, что даёт скорость перемещений 4–6 мм/год. На северо-западном борту коридора сдвиг также фиксируется, но более заметной становится вертикальная составляющая движений. Так, по одному из разломов амплитуда сдвига изменяется от 10 до 100 м за голоцен и конец плейстоцена при вертикальной голоценовой подвижке на 6–8 м. По другому разлому вертикальное смещение достигает 3 км за неоген-четвертичное время. На востоке этого сегмента зоны выделяется очень свежее вертикальное смещение на 0,5–1,5 м, возможно, связанное с землетрясением Бенг-Ко 1951 г. В него могли внести вклад и более ранние сейсмические события: 3 сентября ($M_S = 6,25$) и 4 октября ($M_S = 6$) 1940 г.

Северная часть зоны образует западный борт меридионального полуграбена Гулу. Вертикальная компонента смещений колеблется от 1 до 50 м за голоцен, достигает 100–200 м за голоцен и конец плейстоцена и 2,2 км за неоген-четвертичное время. Свежее смещение на 0,1–1 м может быть связано с землетрясениями 1940 и 1951 г. На отрезках северо-западного простираения появляется правосдвиговая составляющая смещений в 10–100 м. В полуграбене Гулу, как и на северо-востоке грабена Янгбаджайн, находится гидротермальное поле с горячими источниками.

Зона Ядонг-Гулу проявляется и севернее правого сдвига Бенг-Ко. Там её продолжения могут быть левый кулисный ряд меридиональных сбросов с поднятыми восточными крыльями в депрессии оз. Донг-Ко (смещения на 0,5–6 м за голоцен и 30–40 м за голоцен и поздний плейстоцен) и восточнее разлом северо-восточного простираения со следами левосдвиговых подвижек при землетрясении 22 июля 1972 г. ($M_S = 6,7$).

Западнее зоны Ядонг-Гулу на юге Тибета и в Гималаях выделено ещё несколько молодых поперечных грабенов и сбросов [Armijo et al., 1986]. К их числу относятся левый кулисный ряд сбросов Пум-Ку восточнее Эвереста и правый кулисный ряд сбросов северо-западнее Эвереста, которые в северной части ограничивают с востока асимметричный грабен Кунг-Ко. Подняты восточные крылья. Разлом грабена Кунг-Ко наклонён на запад под углами 50–60°. Амплитуды сбросовых смещений достигают 200 м за 60 тыс. лет, 600–1600 м за четвертичный период и 2500–2600 м за плиоцен-четвертичное время. По этим данным скорость движений могла составить 3 мм/год в голоцене и позднем плейстоцене и 0,3–0,9 мм/год в среднем за четвертичный период.

Формирование сбросов и грабенов в условиях поперечного сжатия и укорочения Гималаев и Южного Тибета свидетельствует об их раздавливании и удлинении в продольном направлении. Поскольку регион ограничен с запада движущимся на север (и соответственно расширяющимся в широтном сечении) Пенджабским синтаксисом, такое продольное удлинение могло происходить только к востоку, и показательно, что оно достигло наибольшего проявления в зоне Ядонг-Гулу на востоке Тибета. Иным выражением того же процесса было выдавливание на восток более северной части Тибета, зажатой между южным кулисным рядом правых сдвигов и левыми сдвигами северного обрамления Тибета и Цайдама. На крайнем востоке, за Ассамским северным выступом Гималаев направление движения выдавливаемых масс становится юго-восточным и даже юго-юго-восточным. Средняя скорость суммарного субмеридионального укорочения Тибета, выраженного описанными смещениями, оценивается в 13 мм/год [Ding Guoyu, Lu Yanchou, 1988].

Разлом Красной реки может рассматриваться лишь в качестве одного из двух главных продолжений кулисного ряда правых сдвигов Южного Тибета. Вторым продолжением являются субмеридиональные правые сдвиги юго-западного Юньнана и северной Бирмы, кулисно подставляющиеся на юге крупнейшим меридиональным правым сдвигом Сагаинг в тылу северной части Бирма-Андаманской дуги. Её активный западный фронт обозначен надвигом Индо-Бирманского хребта [Armijo, Tapponnier, 1989; Ni et al., 1989].

Севернее Памиро-Пенджабского синтаксиса, в Тянь-Шане, преобладают надвиги и взбросы, продольные к определяющим строение горной системы хребтам и межгорным впадинам [Шульц, 1948; Макаров, 1977; Чёдия, 1986]. Их пересекает в северо-западном направлении зона крупнейшего Таласо-Ферганского правого сдвига. К западу и востоку от неё рисунок и интенсивность перемещений по активным разломам различны.

Западнее Таласо-Ферганского разлома разломы простираются широтно в Южном (Туркестано-Зеравшанском) Тянь-Шане, а севернее ориентированы преимущественно в северо-восточном направлении и обрамляют Ферганскую впадину. По Зеравшанскому разлому позднечетвертичный правый сдвиг на 100–200 м сочетается с надвижением южного крыла, причем углы наклона разлома возрастают с запада на восток от 45 до 60°. По Южно-Наукатскому надвигу, наклонённому на юг под углом 30°, позднечетвертичное вертикальное смещение достигает 250 м, что даёт скорость надвигания около 5 мм/год; с разломом ассоциирует несколько землетрясений с магнитудами 5,1–6. На северном фланге Ферганской впадины выделен Арсланбобский надвиг, наклонённый на север под углами 25–50°. С конца плиоцена амплитуда надвигания по нему превысила 1 км.

Среди многочисленных активных разломов, описанных К.Е. Абдрахматовым [1995] северо-западнее Ферганской впадины, отметим Южно-Атойнокский, Северо-Каркуджурский и Чаткальский (Пскемский). Все они наклонены на северо-запад, два первых – под углами около 30°, а последний – 60–80°. Амплитуда надвигания с конца плиоцена достигает 6 км по Южно-Атойнокскому и 1,5 км по Северо-Каркуджурскому разломам. По Чаткальскому разлому амплитуда взброса составила 300–1200 м с конца плиоцена и около 5 м за голоцен. К Южно-Атойнокскому разлому, вероятно, приурочен очаг Чаткальского землетрясения 1946 г. ($M_S = 7,5$).

Восточнее Таласо-Ферганского разлома активные нарушения концентрируются в нескольких зонах широтного и восток-северо-восточного простираются. Вдоль южного фланга Тянь-Шаня протягивается зона надвигов и взбросов

Кепинг с поднятыми северными крыльями. Суммированием сейсмических моментов землетрясений скорость поперечного укорочения зоны определена в 18 мм/год [Ding Guoyu, 1984; Molnar, Deng Qidong, 1984]. По разлому Йисилаке-Калауэр при Кашгарском землетрясении 1902 г. ($M_S = 8,6$) возникло вертикальное смещение до 4 м.

Данные о более северных активных зонах систематизировал К.Е. Абдрахматов [1995]. Им выделена Нарын-Сонкульская зона, расширяющаяся на запад с приближением к Таласо-Ферганского разлому. На её южном фланге выделен Западно-Акшийракский разлом, наклон которого на юг варьирует от 10–15° до 80–90°. Амплитуда надвигания со среднего плейстоцена достигает 500–600 м. Северный фланг зоны представлен Нарынским взбросом с поднятым северным крылом. К конца плейстоцена амплитуда взброса составила 50 м, но, вместе с тем, А.Л. Стромом зафиксировано локальное смещение на 6 м за последние 2000 лет. Восточнее по Северо-Джумгольскому надвигу, наклонённому на север под углами 25–30°, выявлено голоценовое смещение до 30 м, а вдоль Минкушского взброса, наклонённого на север под углами 45–70°, А.Л. Стром проследил на 14 км молодое сейсмогенное нарушение.

На востоке зоны по Эки-Нарынскому разлому (угол падения 30 °С) голоценовое надвигание достигает 20 м. Но по другим разломам взброс сочетается с превосходящим его правым сдвигом. По Южно-Сонкульскому разлому позднечетвертичный сдвиг составляет 100–300 м при амплитуде коррелируемого с ним взброса в 10–50 м, а по Северо-Нарынскому разлому, наклонённому на север под углом 45°, голоценовый сдвиг на 15 м имеет взбросовую компоненту в 1,5–2 м [Абдрахматов, 1995].

В китайской части Тянь-Шаня суммарное субмеридиональное укорочение, вызываемое подвижками по активным разломам его южных зон, оценивается на западе территории в 7–11 мм/год и на востоке – в 1,6–2 мм/год [Ding Guoyu, Lu Yanchou, 1988]. Вместе с тем на востоке Южного Тянь-Шаня суммирование сейсмических моментов землетрясений дало современное поперечное укорочение в 9 мм/год [Ding Guoyu, 1984].

Среди более северных зон отметим Северо-Сусамырский взброс с амплитудой поднятия северного крыла на 15–20 м с конца плейстоцена. Вдоль юго-восточного борта Исыкульской впадины протягивается Фронтальный Терсейский разлом, наклонённый на юго-восток под углами 30–60°. Вдоль него с конца плейстоцена произошёл правый сдвиг на 40–50 м при подъёме южного крыла на 10 м. С разломом связан очаг Сарыкамышского землетрясения 1968 г. ($M_S = 6,8$). Восточнее Исык-Куля обнаружено несколько активных взбросов с амплитудами смещений 400–1500 м с конца плиоцена [Гапич и др., 1989].

На северном фланге Тянь-Шаня выделяются надвиги Чонкурчак и восточнее Исык-Ата, с которыми связан очаг Беловодского землетрясения 1885 г. ($M_S = 7,5$). По Чонкурчакскому надвигу (угол наклона – около 30 °Ю) амплитуда надвигания превысила 3 м за голоцен и достигла 1,5 км с конца плиоцена. По надвигу Исык-Ата (угол наклона – 20–50° Ю) амплитуда надвигания составила 5–7 м за голоцен, а геодезические измерения за 1973–1983 гг. дали скорость поперечного укорочения 3,6–10,9 мм/год.

По Кеминскому разлому на северном склоне Кунгей-Алатау при Кеминском землетрясении 4 января 1911 г. ($M_S = 8,3$) на протяжении 180 км возникло вертикальное смещение до 5 м при левосдвиговой компоненте до 1 м [Богданович и др., 1914; Molnar, Deng Qidong, 1984]. Установлены вертикальные смещения с конца плиоцена на 1–1,5 км, за голоцен и поздний плейстоцен на 150 м и позднеголоценовый левый сдвиг на 1–5 м. Современная скорость вертикальных

движений, определённая геодезически, уменьшается от центральной части разлома на восток от 8,5 до 2,5 мм/год [Карта..., 1985]. Следы подвижек при Кеминском землетрясении зафиксированы и вдоль Северо-Аксуйского разлома запад-северо-западного простирания (наклонён под углами 40–70° СВ) на южном склоне Кунгей-Алатау [Богданович и др., 1914]. По нему позднечетвертичный взброс на 35–40 м сочетается с правым сдвигом на 15 м.

На северном склоне Кунгей-Алатау выделены также Северо-Кунгейский и Карадала-Чарынский взбросы, оперяющие с юга Кеминский разлом. По первому установлено четвертичное смещение на 200–500 м, а по второму – смещение с конца плиоцена на 100–1200 м [Гапич и др., 1989]. Севернее, на северном склоне Заилийского Алатау, находятся Заилийский и Алмаатинский взбросы, круто наклонённые на юг. Суммарные амплитуды смещений с конца плиоцена оцениваются в 1–1,6 км по Алмаатинскому и 0,5–0,8 км по Заилийскому разломам [Малахов, 1987], а определённые геодезически скорости современных движений – соответственно в 8,7 и 5,8 мм/год [Карта..., 1985].

В юго-западных предгорьях Джунгарского Алатау выделяется Алтын-эмельский разлом северо-восточного простирания, сочетающий признаки левого сдвига и взброса с поднятым северо-западным крылом. Амплитуда сдвига составляет 5–7 м за голоцен, 15–20 м за голоцен и самый конец плейстоцена (при взбросовой компоненте 2–2,5 м) и 30 м за голоцен и поздний плейстоцен (при взбросовой компоненте 8–10 м). Суммарный плиоцен-четвертичный взброс определён в 1,5–2,8 км, а скорость современного вертикального перемещения – в 0,4–0,6 мм/год [Курскеев, Тимуш, 1987]. По расположенному севернее Кокшелевскому взбросу установлено вертикальное четвертичное смещение на 0,5 км [Курскеев, Тимуш, 1987].

Восточнее, собственно в Джунгарском Алатау, продольные к горным хребтам разломы определяются как очень крутые взбросы, изредка с правосдвиговой компонентой смещений. По Лепсинскому взбросу на северном фланге горной системы геодезически измеренная скорость вертикальных движений возрастает с востока к центру от 8 до 10 мм/год. Северный и Южный Колпаковский разломы ограничивают с двух сторон одноименный рамп [Диденко-Кислицина, 1966; Трифионов, 1983]. По Северо-Колпаковскому разлому сдвиг составляет 5–6 м (при взбросовой компоненте 0,5–2,5 м) за голоцен и 14–18 м (при взбросовой компоненте 3,5–4 м) за голоцен и конец плейстоцена. По Южно-Колпаковскому разлому голоценовый сдвиг на 2–4 м сочетается со взбросом на 4–10 м; суммарный плиоцен-четвертичный взброс определён в 1,5–1,6 км.

По Саркандскому разлому суммарный четвертичный взброс достигает 1,2 км, а геодезически измеренная современная скорость вертикальных движений – 8 мм/год [Карта..., 1985]. Южнее выделено ещё несколько взбросов с четвертичными смещениями в сотни метров [Афоничев, Шлыгин, 1966]. Наконец, по Южно-Джунгарскому разлому, круто наклонённому на север, суммарное неоген-четвертичное вертикальное смещение определено в 2,5–2,8 км [Курскеев, Тимуш, 1987]. В китайской части Северного Тянь-Шаня скорость суммарного позднечетвертичного поперечного укорочения оценивается в 1–3 мм/год [Ding Guoyu, Lu Yanchou, 1988], хотя суммирование сейсмических моментов землетрясений даёт 9 мм/год [Ding Guoyu, 1984].

Как уже отмечалось, важную роль в активной тектонике Тянь-Шаня играют Таласо-Ферганский и другие правые сдвиги северо-западного простирания. По Таласо-Ферганскому разлому, вертикальному или местами круто наклонённому на юго-запад, правосдвиговая компонента смещения многократно превосходит взбросовую (рис. 12) [Буртман и др., 1987; Трифионов, Макаров, Скобелев,



Рис. 12. Позднечетвертичные смещения долин по Таласо-Ферганскому активному сдвигу в Тянь-Шане на аэрофотоснимках [Трифонов и др., 1992]: *а* – смещения мелких водотоков возле перевала Кокбель (обозначен крестом) и к северо-западу от него; *б* – правый изгиб на 1,5 км долины р. Джанарыксай

Fig. 12. Aerial photos of the Late Quaternary offsets on the Talas-Fergana active dextral fault [Trifonov et al., 1992]: *a* – offsets of Holocene streams near the Kokbell Pass (shown by a crest) and to the NW of it; *b* – 1,5 km dextral bend of the Janaryksai River valley

1990; Trifonov et al., 1992]. На 400-километровом участке разлома между его юго-восточным окончанием и северо-западным склоном Таласского хребта, где амплитуда сдвига резко падает, выделяются сегменты разлома с разными величинами и скоростями сдвиговых перемещений.

В 80-километровом южном сегменте скорость сдвига – около 5 мм/год. Это обосновывается, в частности, смещением на 19 м водотока с радиоуглеродным возрастом нижнего слоя подпрудной приразломной депрессии 3970 ± 40 лет [2550–2460 гг. до н.э.]. В следующем, II сегменте длиной 30 км скорость сдвига возрастает до 7 мм/год (смещение на 27 м водотока с возрастом приразломной депрессии 3740 ± 60 лет [2210–2035 гг. до н.э.]). В более северо-западном III сегменте (36 км) преобладают относительно крупные смещения водотоков, заложенных в раннем и среднем плейстоцене и проявления голоценовых подвижек редки. Тем не менее, обнаружена смещённая на 17–20 м молодая терраса склона ручья с возрастом чехла 1510 ± 60 лет [450–630 гг. н.э.]. Это даёт скорость сдвига 11–13 мм/год. В IV сегменте (25 км) молодые смещения вновь широко представлены. Отложения на склоне смещённого на 10–12 м оврага имеют возраст 1240 ± 60 лет [690–880 гг.], что соответствует скорости сдвига не менее 8–10 мм/год.

На большей части V сегмента (60 км) разлом следует вдоль русла р. Карасу и молодые смещения водотоков единичны. Они появляются на перевале Кок-

бель, где характеризуются теми же амплитудами, что и коррелируемые с ними по возрасту смещения в верховьях рек Чаткал и Атойнок наиболее протяжённого (180 км) VI сегмента. Там возраст средней части разреза приразломной депрессии, которую можно сопоставить со сдвиговыми смещениями водотоков на 17 и 20 м, – 1220 ± 50 лет [770–880 гг.] [Буртман и др., 1987]. Это даёт скорость сдвига до 14–16 мм/год.

Выявленное возрастание скорости голоценового сдвига к северо-западу подтверждается увеличением суммарных амплитуд позднеплейстоцен-голоценовых смещений в том же направлении [Trifonov et al., 1992]. Они составляют 250–265 м в I сегменте, 350 м во II сегменте и 700–800 м на правобережье р. Кекликбель и верховьях р. Карасу (IV и V сегменты). В более сглаженном виде подобное возрастание фиксируется изменением между I и V сегментами от 10 до 12 км суммарного сдвигового смещения за четвертичное время. Вертикальная компонента четвертичных смещений уступает сдвиговой в 10–30 раз.

Джунгарский разлом северо-западного простирания в своей западной части наклонён под углами 75–85 °ЮЗ. Выявленные правосдвиговые смещения составляют 4–10 м за поздний голоцен, до 30–45 м за голоцен, 150–200 м за голоцен и конец плейстоцена и до 500 м за позднеплейстоцен-голоценовое время [Трифонов, 1983]. Это даёт скорость сдвига 3–5 мм/год. Вертикальные смещения за те же возрастные интервалы оцениваются величинами 0,5–1,2; до 5; до 7 и до 30 м, т.е. уступают сдвиговым в 8–10 раз. Суммарный сдвиг за четвертичное время может достигать 7–10 км [Войтович, 1969], а суммарная взбросовая компонента – 1,5–3 км за плиоцен-четвертичное время [Курдюков, 1953]. На восточном, китайском, продолжении разлома вдоль него на протяжении 40 км выявлено смещение при землетрясении 1906 г. ($M_S = 8,3$), сдвиговая составляющая которого достигает 5 м и больше, а вертикальная – 3,1 м [Molnar, Deng Qidong, 1984]. С запада Джунгарский Алатау ограничен почти вертикальным Солдатсайским (Западно-Джунгарским) разломом с амплитудами четвертичных (возможно, плиоцен-четвертичных) сдвиговых смещений от 0,4 до 2 км.

Восточнее, в западной части Монголии направление правых сдвигов становится северо-северо-западным и с ними сопрягаются субширотные левые сдвиги. К числу крупнейших правых сдвигов относится Эртайский разлом, протягивающийся вдоль западных склонов Монгольского Алтая [Ding Guoyu, 1984; Molnar, Deng Qidong, 1984; Shi Jianbang et al., 1984; Atlas..., 1989]. По нему выявлены сдвиговые смещения на 40 м за голоцен, 2–3 км за последние 110 тыс. лет (?) и до 26 км за плиоцен-четвертичное время. По этим данным скорость сдвига оценивается величинами от 4 до 18 мм/год, тогда как геодезически измеренная скорость современных сдвиговых перемещений составляет 4–12 мм/год в разных частях разлома.

При Фуюнском (Монголо-Алтайском) землетрясении 1931 г. ($M_S = 8$) разлом был активизирован на протяжении 184 км, и по нему произошло сдвиговое перемещение, которое на значительном протяжении оценивается в 8–9 м (до 14,6 м в горах Калажингджир). Представляется, что амплитуда сейсмогенного смещения 1931 г. завышена отнесением к ней подвижки при предыдущем землетрясении [Трифонов, Макаров, 1988]. На самом деле она, как правило, не превышает 6,5 м, достигая 11 м в горном массиве Калажингджир. В зоне разлома выявлены также 3 голоценовых палеоземлетрясения столь же большой магнитуды.

Кобдинский разлом протягивается вдоль Монгольского Алтая на 900 км, разделяясь в северной части на несколько ветвей. Одна из них, Шапшальская, сопряжена с грабеном Телецкого озера. В центральной и северной час-

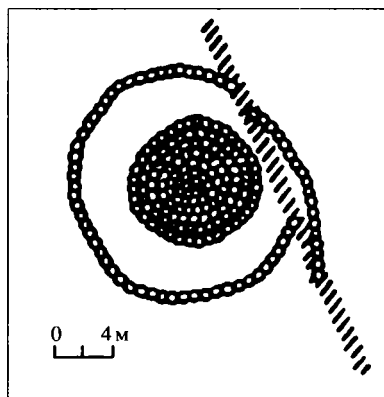


Рис. 13. Кобдинский активный разлом на западе Монголии: правый сдвиг тюркского могильника VIII в. на 4 м при землетрясении XVI в. [Трифонов, Макаров, 1988]

Fig. 13. The Kobdo active fault in the western Mongolia: dextral offset of the turkish grave monument of the VIII century AD to 4 m during the XVI century earthquake [Трифонов, Макаров, 1988]

тах разлом наклонён под углами $60\text{--}80^\circ$ ЮЗ. Повсеместно выявлены правосдвиговые смещения [Трифонов, 1985; Трифонов, Макаров, 1988]. Характерны смещения на 75–100 м за голоцен и конец плейстоцена и примерно на 3 км за неоплейстоцен, что даёт скорость

сдвига 4–5 мм/год. Вертикальная составляющая смещения многократно уступает сдвиговой. В центральной сегменте разлома (180 км) произошёл сдвиг до 5 м при палеоземлетрясении, датированном началом XVI в. (рис. 13). Повторяемость подобных событий гипотетически оценена в 700–750 лет. В таком случае средняя скорость сдвига в голоцене могла достигать 5–6 мм/год.

Следы сейсмогенной правой подвижки до 3 м зафиксированы и вдоль Сагсайского разлома в западной части Монголии [Хилько, Балжинням, 1978]. Возможно, они присутствуют и вдоль субмеридионального разлома Бидж, оперяющего с севера южный сегмент Кобдинского разлома. По разлому позднплейстоценовый конус выноса смещён вправо на 90 м, а более молодые водотоки – на 22–23 м. Одновозрастное последнему вертикальное смещение достигает 7,5 м.

Среди субширотных левых сдвигов наиболее мощны и протяжённые Гоби-Алтайская и Хангайская (с оперяющими её Цэцэрлэгским и Ахирулинским разломами северо-восточного простираения) зоны.

Гоби-Алтайская зона разломов состоит из трёх эшелонированно расположенных сегментов – западного, короткого центрального и восточного, образующих в сочетании левый кулисный ряд. Наиболее изучен 270-километровый восточный сегмент, активизированный при Гоби-Алтайском землетрясении 4 декабря 1957 г. ($M_s = 8,1$), когда по разлому произошёл левый сдвиг до 8 м с подчинённым взбросом южного крыла [Гоби-Алтайское землетрясение, 1963; Лукьянов, 1963, 1965]. Позднейшие исследования показали, что первоначально определённая амплитуда сдвига 1957 г. завышена из-за смещения подвижек при двух катастрофических землетрясениях и нигде не превысила 5 м (рис. 14) [Трифонов, Макаров, 1988]. Вместе с тем были выявлены следы по меньшей мере пяти сильных палеоземлетрясений, каждое из которых сопровождалось левым смещением примерно на 3 м. Были обнаружены и более ранние левосдвиговые смещения на 60–70 м за голоцен и на 110–150, 270–300 и 800–900 м в течение голоцена и позднего плейстоцена. Вертикальная компонента этих смещений (поднято южное крыло) уступает сдвиговой в 10–30 раз.

Центральный сегмент Гоби-Алтайской зоны представлен двумя обособленными разломами длиной 47 и 30 км. Они обнаруживают следы позднего голоценовой активизации с подъёмом южного крыла и признаками левого сдвига. В 350-километровом западном сегменте следы позднего голоценовой активизации отсутствуют, но выявлены левые смещения на 100–150, 250–300 м за голоцен и конец плейстоцена и на 1500 м за более длительное время. Совпадение двух первых цифр со смещениями за то же время в восточном сегменте указывают, что тогда западный сегмент был не менее активен.



Рис. 14. Долиноозёрский активный разлом в Гобийском Алтае: левый сдвиг на 3,5 м при Гоби-Алтайском землетрясении 1957 г. (фото В.Г. Трифонова)

Fig. 14. The Dolinoozerskiy active fault in the Gobi Altai: sinistral offset to 3,5 m during the Gobi-Altai 1957 earthquake (photo by V.G. Trifonov)

Хангайский разлом в Северной Монголии прослежен на 485 км и, возможно, продолжается на восток ещё на десятки километров до верховий р. Селенги. Вдоль него на протяжении 375 км представлены следы Болнайского землетрясения 23 июля 1905 г. ($M_S = 8,2$). Они выражены, прежде всего, левосдвиговым смещением до 5–6 м с переменной по знаку и амплитуде вертикальной составляющей (до 1,5 м). При этом разлом вертикален или наклонён в сторону поднятого крыла не более 75° . Статистическая обработка амплитуд молодых сдвиговых смещений и исследование разрезов голоценовых отложений в небольших впадинах типа pull-apart на участках кулисного подставления сегментов разлома позволили выявить 7 палеоземлетрясений в течение последних 4300 лет. Каждое из них сопровождалось сдвиговым смещением, соизмеримым с подвижкой 1905 г. Средняя повторяемость этих событий – около 600 лет, а средняя скорость сдвига, явившаяся их суммарным эффектом (смещение на 45 м) – 10 мм/год [Трифонов, 1985; Трифонов, Макаров, 1988]. Обнаружены также голоценовые левые смещения до 75–80 м и четвертичные смещения на 1,4–1,5 км, в единичных случаях 4 км.

Подвижка при землетрясении 1905 г. зафиксирована и по сопряжённому 75-километровому Хан-Хухийнскому правому взбросо-сдвигу, рассекающему в юго-восточном направлении южное крыло Хангайской зоны и наклонённому под углами $65\text{--}75^\circ\text{СВ}$. Амплитуда сдвига 1905 г. – 1,5–2 м при вертикальной составляющей 0,2–0,5 м. Выявлены также сдвиговые смещения на 5–7 м (голоценовые) и до 36 м.

По Ахирулинскому разлому обнаружены следы молодых подвижек как с левосдвиговой, так и с вертикальной составляющей. В зоне Цэцэрлэгского раз-

лома на протяжении 130 км зафиксированы левые смещения на 2,5–3 м с переменной (до 1,5–2 м) вертикальной составляющей, возникшие при землетрясении 7 июля 1905 г. ($M_s = 7,6$) [Хилько и др., 1985; Трифонов, Макаров, 1988]. Обычно поднято северо-западное крыло. Есть и более ранние левосдвиговые смещения до 60 м. Соотношение их с вертикальной компонентой – 9/1.

От восточной части Цэцэрлэгского разлома отходит на север ряд меридиональных сбросов, крупнейшие из которых обрамляют с запада рифтогенный грабен оз. Хубсугул. Здесь суммарная амплитуда четвертичных сбросов возрастает с юга на север от 0,6–0,7 до 1,6–1,7 км. На севере они сопряжены с Байкало-Мондинской и дополняющей её Тункинской зонами субширотных левых сбросо-сдвигов [Шерман и др., 1973; Лукина, 1988]. Амплитуда плиоцен-четвертичного левого сдвига по Байкало-Мондинскому разлому, определяемая по изгибу долины р. Иркут – 7,6 км. Сопоставимое с ней по возрасту вертикальное смещение составляет 1,2–1,4 км. Скорость позднечетвертичного левого сдвига по дугообразной Тункинской зоне достигает на широтных её участках 4,5 мм/год, превосходя вертикальную компоненту движений. О глубинности обеих зон свидетельствуют мантийные отношения $^3\text{He}/^4\text{He}$ [Ломоносов, Пампура, 1978] и четвертичный базальтовый вулканизм [Рассказов, 1993], а о высокой сейсмической активности – эпицентры землетрясений 1814, 1820, 1829 и 1950 гг. с M_s от 6,5 до 7 и следы сильных палеоземлетрясений [Хромовских, 1965; Сейсмотектоника..., 1975].

Итак, к северу от активных надвиговых зон южных склонов и предгорий Гималаев расположен обширный и сложно построенный пояс молодых тектонических нарушений. В своей западной части он выражен Чаманским, Дарвазским и другими левыми сдвигами западного обрамления Пенджабского синтаксиса и Каракорумским правым сдвигом его северо-восточного обрамления. Перед фронтом синтаксиса протягиваются в субширотном направлении взбросы и надвиги Тянь-Шаня и Джунгарского Алатау, сочетающиеся с Таласо-Ферганским, Джунгарским и другими правыми сдвигами северо-западного простирания. В совокупности набор структурных элементов обрамлений синтаксиса отражает субмеридиональное горизонтальное укорочение территории [Трифонов и др., 2002].

Изменения скоростей позднечетвертичного сдвига вдоль Таласо-Ферганского разлома иллюстрируют взаимосвязь отдельных зон нарушений. Скорости возрастают к северу с того места, где к разлому причленяется Нарын-Сонкульская зона взбросов и надвигов, и падают на Таласском хребте, где от разлома отчленяются на юго-запад взбросы и надвиги северо-западного фронта Тянь-Шаня. В сочетании с последними Таласо-Ферганский разлом образует подобие дуги, параллельной синтаксису, и эта дуга может рассматриваться как результат распространения структуры синтаксиса к северу [Трифонов, Макаров, Скобелев, 1990].

Поперечные грабены Южного Тибета и сочетание ограничивающих их с севера правых сдвигов с субширотными левыми сдвигами северного фланга Тибета и Цайдама отражают выжимание горных масс Тибета к востоку и юго-востоку в условиях его поперечного укорочения. Вместе с тем упомянутые левые сдвиги, как и аналогичные им субширотные сдвиги Западной Монголии и Прибайкалья свидетельствуют о северо-восточном направлении поперечного горизонтального сжатия и укорочения территории. Это изменение направления сжатия и укорочения происходит на границе Восточного Тянь-Шаня и Монгольского Алтая. Оно же фиксируется в изменении кинематики активных разломов Алтая и Саян.

На Алтае сочетаются субширотные надвиги, среди которых лучше других документированы нарушения Курайско-Чуйской зоны [Бондаренко, 1976], субмеридиональные грабены типа Телецкого и Сумультинского [Дергунов, 1972] и правые взбросо-сдвиги северо-западного простирания [Лукина, 1988]. На их высокую сейсмическую активность указывает положение эпицентров инструментальных и исторических землетрясений с магнитудами до 6 [Богачкин, 1981] и, как установили Е.А. Рогожин и его соавторы [1998], очага сильнейшего землетрясения 9 декабря 1761 г. с магнитудой более 7, локализованного в восточной части Курайско-Чуйской зоны. Ориентировка разломов отражает условия субмеридионального горизонтального сжатия и укорочения региона. В Саянах широкое распространение приобретают левые сдвиги [Гросвальд, 1965; Шерман и др., 1973], преобладающее простирание которых изменяется с запада на восток от восток-северо-восточного до почти широтного. Это свидетельствует об изменении направления наибольшего горизонтального сжатия и укорочения на северо-восточное [Лукина, 1988].

2.3. АКТИВНЫЕ РАЗЛОМЫ АРАВИЙСКО-КАВКАЗСКОГО РЕГИОНА

В Аравийско-Кавказском регионе в позднечетвертичное время продолжала развиваться система тектонических нарушений, заложившихся в конце миоцена и плиоцене (рис. 15; см. рис. 9). Как отмечено выше, её важнейшими элементами являются, во-первых, юго-восточный сегмент Северо-Анатолийской зоны и Главный современный разлом Загроса с его юго-восточным продолжением и, во-вторых, Левантская и Восточно-Анатолийская зоны разломов [Trifonov, Karakhanian, Kozhurin, 1994; Trifonov et al., 1996].

В Северо-Анатолийской зоне разломов между оз. Резайе (Урмия) и оз. Ван подвижки сопровождали катастрофические землетрясения 1648 и 1930 гг. Так, при Салмасском землетрясении 6 мая 1930 г. с магнитудой 7,2 по разлому на протяжении 30 км произошёл правый сдвиг до 4,1 м при опускании северо-восточного крыла до 5 м [Tchalenko et al., 1974]. При этом на западе возник также короткий сопряжённый разрыв северо-восточного простирания с левым сбросо-сдвиговым смещением. Западнее, между оз. Ван и пересечением с главной ветвью Восточно-Анатолийской зоны, правосдвиговые подвижки с вертикальной составляющей имели место при землетрясениях 1946, 1949, 1966 гг. и, возможно, более ранних [Ambraseys, 1975, 1988, 1989; Wallace, 1968]. Ф. Шароглу [Saroglu, 1988] отметил позднечетвертичные вертикальные подвижки. Нам удалось обнаружить возле сел. Ичмалиар северо-западнее г. Варто приведшие к перестройке овражной сети правые смещения позднеплейстоценовых долин до 150 м [Trifonov, Karakhanian, Kozhurin, 1994].

Вдоль Главного современного разлома Загроса Н. Уэлман [Wellman, 1966] путём дешифрирования аэрофотоснимков обнаружил правые смещения и изгибы водотоков амплитудой до 100 м. Были отмечены подвижки при Селяхорском землетрясении 1909 г. в районе г. Доруд: опускание восточного крыла до 1 м, сопровождавшееся правым сдвигом [Tchalenko et al., 1974]. Исследования Х. Хессами, Ф. Джамали и В.Г. Трифонова в 1996 г. показали [Bachmanov et al., 2002; Trifonov, Hessami, Jamali, 1996; Трифонов, 1999], что амплитуда правосдвигового перемещения при этом землетрясении достигала 1 м при крутом взбросе западного крыла на 0,3 м. Выявленное тогда же на Дорудском сегменте разлома правое смещение речной долины на 110–115 м, приходящееся на голоцен и, возможно, самый конец плейстоцена, позволяет предположительно оценить скорость сдвига в 5–10 мм/год. Сдвиг сопровождался одновозрастным ему взбросом

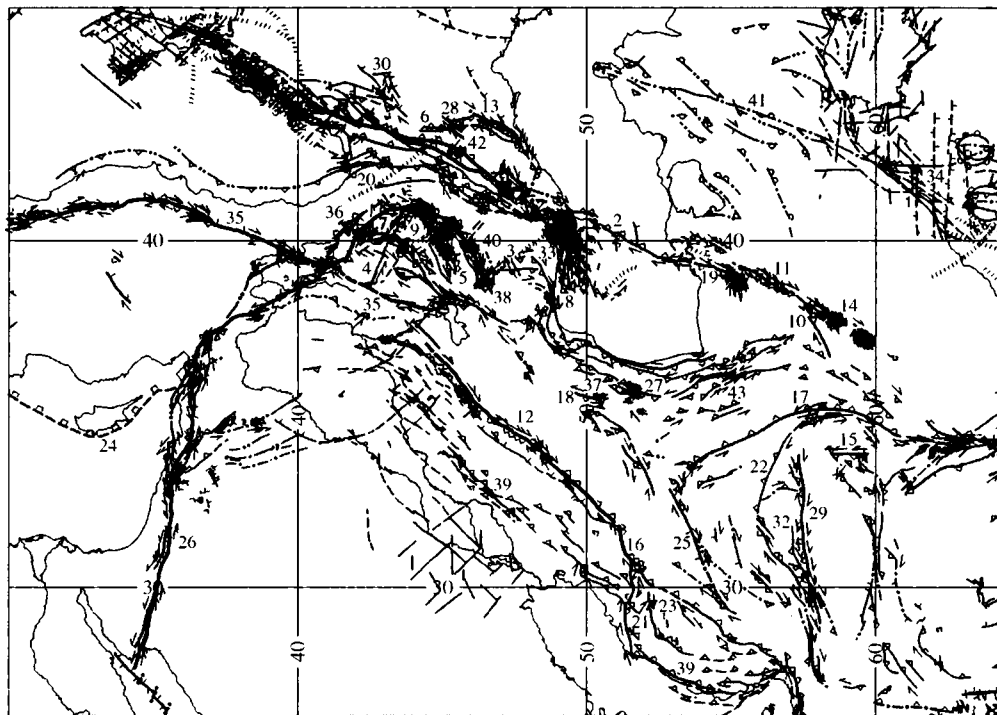


Рис. 15. Активные разломы Аравийско-Кавказского региона

Условные обозначения см. на рис. 10

Цифры на карте (р. – разлом, з.р. – зона разломов): 1 – Амударьинский р., 2 – Апшеронского порога з.р., 3 – Аракская з.р., 4 – Ахурянский р., 5 – Балькгельский р., 6 – Владикавказский р., 7 – Восточно-Анатолийская з.р., 8 – Восточного фланга Талышской дуги з.р., 9 – Гарнийская з.р., 10 – Гермабская з.р., 11 – Главный Копетдагский р., 12 – Главный современный разлом Загроса, 13 – Гудермесская з.р., 14 – Гяурсадагский р., 15 – Даште-Байазский р., 16 – Дена р., 17 – Дорунехская (Большекевирская) з.р., 18 – Ипакская з.р., 19 – Исак-Челекенская з.р., 20 – Казбек-Цхинвальский р., 21 – Казерун-Боразджанская з.р., 22 – Калмард р., 23 – Карех-Бас р., 24 – Кипрская дуга, 25 – Кух-Банан р., 26 – Левантская з.р., 27 – Моша р., 28 – Назранская з.р., 29 – Найбанд р., 30 – Нальчикская (Армавир-Невинномысская) з.р., 31 – Памбак-Севанский р., 32 – Равар р., 33 – Сальян-Ленгибизский (Аджичайский) р., 34 – Северного ограничения Бухарской ступени р., 35 – Северо-Анатолийская з.р., 36 – Северо-Восточно-Анатолийская зона, 37 – Северо-Тегеранский р., 38 – Тебризский (Северо-Тебризский) р., 39 – Фронтальная з.р. Загроса, 40 – Ханарасарский р., 41 – Центрально-Устюртский р., 42 – Черногорская флексура, 43 – Шахрудский р.

Fig. 15. Active faults in the Arabian-Caucasus region

See fig. 10 for the legend. The faults (f.) and fault zones (f.z.), discussed in the text are marked by numerals: 1 – Amu-Darja f., 2 – Apsheron Threshold f.z., 3 – Araks f.z., 4 – Akhurian f., 5 – Balyk-Gel f., 6 – Vladicaucas f., 7 – East Anatolian f.z., 8 – Eastern Flank of the Talysh Arc f.z., 9 – Gami f.z., 10 – Germab f.z., 11 – Main Copet Dagh f., 12 – Main Recent f. of Zagros, 13 – Gudermes f.z., 14 – Giauxr Dagh f., 15 – Dasht-e-Bayaz f., 16 – Dena f.z., 17 – Doruneh (Great Kavir) f.z., 18 – Ipak f.z., 19 – Isak-Cheleken f.z., 20 – Kazbek-Tshinvali f., 21 – Kazerun-Borazjan f.z., 22 – Kalmard f., 23 – Kareh Bas f.z., 24 – Cyprus trench f.z., 25 – Kuh Banan f., 26 – Levant f.z., 27 – Moshra f., 28 – Nazran f.z., 29 – Nayband f., 30 – Nalchik (Armavir-Nevinnomyssk) f.z., 31 – Pambak-Sevan f., 32 – Ravar f., 33 – Salyany-Liangibiz (Adjichai) f.z., 34 – Northern Border f. of the Bukhara step, 35 – North Anatolian f.z., 36 – Northwestern Anatolian f.z., 37 – North Tehran f., 38 – Tabriz (north Tabriz) f., 39 – Frontal f.z. of Zagros, 40 – Khanarassar f., 41 – Central Ustiurt f., 42 – Chernogorskaya flexure, 43 – Shahrud f.

западного крыла на 12–15 м. На сдвиговые перемещения указывают и механизмы очагов землетрясений в зоне разлома [Nowroozi, 1972].

Разлом Дена продолжает на юг предположительно выделяемый юго-восточный сегмент Главного современного разлома Загроса и имеет в плане форму выпуклой на юго-запад дуги. Он представляет собой сложно построенную зону новейших нарушений, разные ветви которой активны в различной мере. На западном меридиональном участке разлома отмечены правосдвиговые смещения [Berberian, 1976, 1977]. Юго-восточнее, вблизи с. Си Сахт – 25 км к северо-западу от г. Ясуджа выделяются три главные ветви разлома, отстоящие друг от друга на сотни метров. По северо-восточной ветви, круто наклонённой на северо-восток, I речная терраса взброшена на величину не менее 5 м, а врезанное в неё русло изогнуто вправо на 20 м. Центральная ветвь наклонена на северо-восток под углом 75°. Линзовидные слои грубого делювия юго-западного крыла круто наклонены от разлома, быстро выполаживаясь по мере удаления от него. Юго-западная ветвь представлена двумя нарушениями с поднятыми юго-западными крыльями. Юго-восточнее она сливается с центральной ветвью, сохраняющей наклон на северо-восток. Таким образом, в описанном сечении зона разломов сочетает черты взброса и правого сдвига. Судя по соотношениям вдоль северо-восточной ветви, сдвиговая компонента преобладает. Юго-восточнее г. Ясуджа ветви разлома всё более удаляются друг от друга. Взбросовая компонента возрастает и, вероятно, становится преобладающей.

Казерунская зона разломов ответвляется от разлома Дена на юг чуть западнее г. Ясуджа. Выразительные признаки молодых смещений обнаружены в 15 км южнее Ясуджа. Здесь вскрыты две плоскости разлома, простирающиеся в направлении 340–345° ССЗ, отстоящие друг от друга на сотни метров и расположенные кулисно таким образом, что западная ветвь продолжается на юг, а восточная на север. Первая ветвь наклонена под углом 70° З. Линзовидные слои рыхлого щебня западного крыла наклонены от разлома под углами до 40° и быстро выполаживаются с удалением от него.

Вторая ветвь наклонена под углом 60° З. Борозды на её поверхности наклонены под углами 40–70° Ю, а зазубрины на зеркалах скольжения указывают на сочетание взброса и правого сдвига. При изменении простираения разлома до 352° борозды выполаживаются до 15° Ю. Поднимавшееся западное крыло сильно закарстовано, причём крупные карстовые просадки развивались вдоль оперяющих трещин растяжения, простирающихся по азимутам 245–260° ЮЗ и наклонённых под углами 70–90° ЮВ. Сейчас эти карстово-тектонические образования имеют форму узких грабенов или щелей глубиной до 10 м и длиной до 100 м.

Южнее, между с. Магири и г. Нурабад видны несколько кулисно расположенных четвертичных правых сбросо-сдвигов, простирающихся в направлении 20° ССВ и смещающих крупные формы рельефа. Чёткие признаки молодых правых смещений зафиксированы и южнее г. Нурабада. Далее к югу, напротив с. Оуладмирзан максимальная амплитуда правосдвиговых смещений крупных форм рельефа достигает 750–800 м, а вертикальных – 150 м. Повсеместно опущено восточное крыло, причём поверхность разлома вертикальна или круто наклонена на запад. На правобережье р. Руд-е Сафид напротив руин сасанидской столицы Бишанур правые смещения крупных оврагов достигают 300–350 м, а овраг, врезанный в поверхность II речной террасы, смещён на 25–30 м. Последнее смещение может считаться голоценовым.

Южнее обнажается обширное зеркало скольжения с почти горизонтальными бороздами. Правый изгиб на 12 м небольшого оврага сопровождается



Рис. 16. Правосдвиговые смещения дренажной сети по Казерунскому активному разлому западнее развалин Шахпура – столицы Сасанидского Ирана (фото А.И. Кожурина)

Fig. 16. Dextral offsets of the drainage system on the Kazerun active fault to the west of ruins of Shahpur – a capital of the Sasannian Iran (photo by A.I. Kozhurin)

на поверхности II речной террасы поднятием западного крыла на 1 м. Далее, напротив с. Тенге-Таркан, зафиксированы правые смещения разветвлённой сети оврагов (рис. 16). Характерные амплитуды сдвига – 3–5, 12–14 и 25–30 м. Выявлены следы многократных сейсмогенных подвижек (рис. 17). Далее к югу описанный сегмент разлома затухает, кулисно подставляясь с востока другим сегментом. Он выражен обращённым на восток крутым уступом поверхности подгорной равнины, а тонкогалечный аллювий, примыкающий к разлому с востока, залегает почти вертикально. Разлом пересекает р. Руде Сафид и на её южном берегу по нему четвертичный аллювий южного крыла приведён в соприкосновение с миоценовыми гипсоносными отложениями. Южнее прослежено ещё несколько кулисно расположенных сегментов разлома, но позднечетвертичные смещения там не столь выразительны или проблематичны.

Боразджанская зона кулисно подставляет Казерунский разлом, продолжая его на юг. В приповерхностных слоях она представляет собой флексуру, а южнее кулисный ряд флексур, образующих западные и юго-западные крылья асимметричных краевых антиклиналей Низкого Загроса. Кое-где вдоль флексурного изгиба фиксируются малоамплитудные разрывы в средне- и позднеплейстоценовых отложениях речных террас и конусов выноса, местами сливающихся в единый предгорный шлейф. Восточнее г. Ахрема Е.А. Рогожин в 1999 г. вскрыл два таких разрывных уступа канавами, в которых разрывы были идентифицированы как взбросы с поднятыми восточными крыльями, смещающие верхнеплейстоценовые и голоценовые отложения аллювиального, делювиально-коллювиального и озерного генезиса.

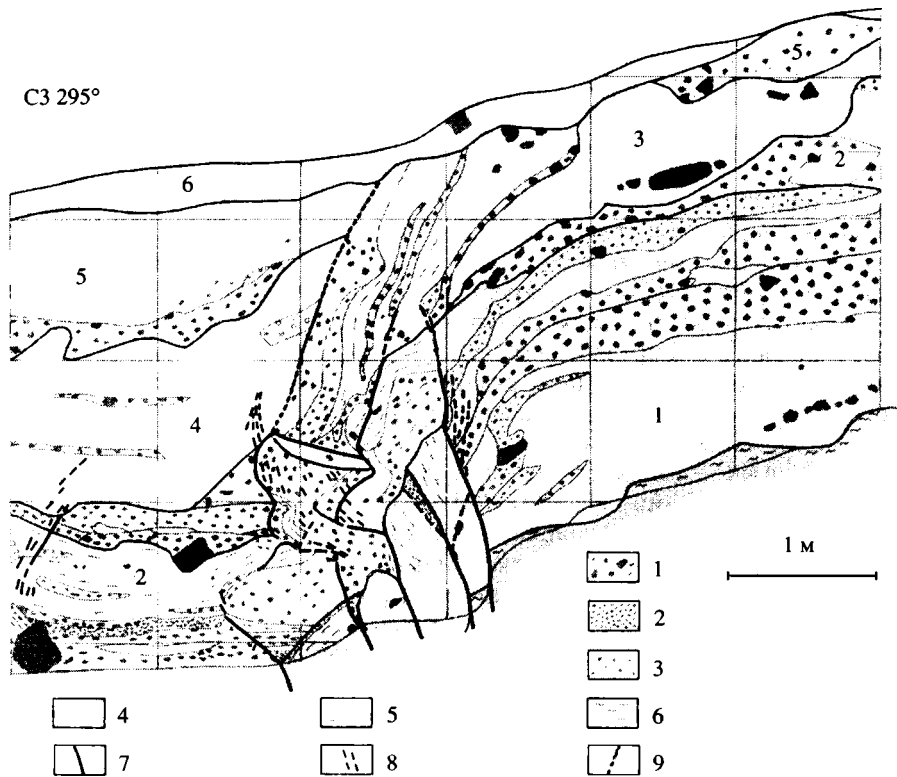


Рис. 17. Разрез канавы, пересекающей зону Казерунского активного разлома; видны следы нескольких сильных палеоземлетрясений, произошедших с конца плейстоцена (составили Д.М. Бачманов, А.И. Кожурин и В.Г. Трифонов)

1 – камни, щебень и галька; 2 – гравий; 3 – песок с галькой или гравием; 4 – песок и суглинок; 5 – слоистость в песке или суглинке; 6 – гипс; 7 – ветви Казерунского разлома; 8 – мелкие живые трещины; 9 – эродированный разломный уступ. Разным тоном выделены разновозрастные слои; верхний слой – современная почва. Вертикальные и горизонтальные линии проведены через 1 м

Fig. 17. The trench section across the Kazerun active fault (compiled by D.M. Bachmanov, A.I. Kozhurin, and V.G. Trifonov); records of several strong earthquakes are identified in the section

1 – stones and pebbles; 2 – gravel; 3 – sand with pebbles and gravel; 4 – sand and loam; 5 – stratification in sand and loam; 6 – gypsum; 7 – branches of the Kazerun fault; 8 – small living fractures; 9 – eroded fault scarp. Stratigraphic units of the Late Quaternary alluvium, delluvium, and colluvium deposits are differentiated by intensity of a tone and are marked by numerals. The upper layer corresponds to the recent soil. Vertical and horizontal lines follow through a meter

Вместе с тем северо-восточнее г. Ахрема вдоль уступа Боразджанской зоны отмечены резкие правые изгибы молодых водотоков, возможно, отражающие правосдвиговые перемещения. Ось расположенной между соседними окончаниями Казерунской и Боразджанской зон антиклинали Гисакан–Такаб сигмоидально изогнута вправо на 10 км, что можно интерпретировать как пластическую сдвиговую деформацию. Подобный изгиб повторяет расположенная северо-восточнее полоса синклиналей, а оси более южных складок Низкого Загроса испытывают вблизи Боразджанской зоны соответствующий поворот. Поэтому её можно рассматривать как скрытую и выраженную на поверхности преимущественно пластической деформацией зону разломов, сочетающую правый сдвиг с подчиненной взбросовой компонентой. Исходя из того, что по геологи-

ческим и палеомагнитным данным [Бачманов и др., 2000; Bachmanov et al., 2002] антиклиналь Гисакан–Такаб зародилась в конце плиоцена, амплитуда перемещений вдоль Казерунской и Боразджанской зон составляет несколько миллиметров в год. С этим согласуются и приведённые выше данные о молодых смещениях в Казерунской зоне.

В северной части зоны разломов Карех-Бас, между с. Карех-Бас и с. Масерем, где зона ориентирована почти меридионально, обнаружены молодые вертикальные смещения и структурные признаки правого сдвига. Южнее зона приобретает ступенчатый в плане рисунок, при котором её меридиональные отрезки секут складчатые формы, а отрезки юго-восточного простирания параллельны осям антиклиналей и чаще приурочены к их крутым юго-западным крыльям. Юго-западнее г. Фирузабада меридиональный сегмент зоны смещает на 4 км вправо крупную антиклиналь. К разлому приурочен соляной купол, южнее которого наблюдались систематические правые смещения и изгибы водотоков и других молодых форм рельефа.

В 2 км южнее соляного купола современное русло смещено на 2,5–3 м. Характерны смещения на 18–20 и 45 м. Три относительно крупные долины смещены на 90–100 м. На правый сдвиг указывает и небольшая (десятки метров) складка волочения с крутым шарниром. Поверхность разлома круто наклонена на восток в сторону поднятого крыла. Четвертичные конгломераты западного крыла круто падают от разлома (в одном месте даже запрокинуты до 80°), а по мере удаления от него быстро выполаживаются. Таким образом, разлом является правым сдвигом с подчинённой взбросовой компонентой. Об этом свидетельствуют и борозды скольжения на поверхности разлома, наклонённые на север под углами 15–20°. Южнее зона Карех-Бас отгибается к юго-востоку и приобретает облик флексурно-разломной зоны с признаками надвигания.

Своеобразным ответвлением зоны Карех-Бас является грабен Дашт-е-Аржан, простирающийся меридионально, а в северной части на северо-восток. На обоих бортах грабена выявлены молодые сбросовые смещения (рис. 18). На отрезках меридионального простирания они сочетаются с правым сдвигом. Это видно на западном борту грабена, где русло оврага смещено вправо на 30–35 м.

Наряду с описанными крупными разломами, секущими Центральный Загрос в меридиональном направлении, в его пределах распространены активные нарушения продольного (северо-западного) простирания. Они представлены складками, флексурами и разломами взбросо-надвигового типа. Классическим примером стала описанная антиклиналь Шаур между г. Шушем (древняя Суза) и г. Ахвазом в Нижней Месопотамии. Оросительный канал, прорытый через её самую высокую часть не позднее сасанидских времен и пройденный возле её оси туннелем, сейчас на участке в 4 км поднят до 18 м [Лис, 1957]. Таким образом, скорость воздымания могла превышать 10 мм/год. Оно происходило на фоне продолжающегося тектонического погружения осевой части Месопотамского прогиба, наиболее отчётливо выраженного между гг. Басрой и Эль-Кувейтом. Прогибание охватывает и внешний край прогиба, например, район Вавилона, нижние археологические горизонты которого, представляющие постройки, некогда возводившиеся на берегу Евфрата, сейчас находятся до 10 м ниже уреза воды.

На северо-восточной стороне Персидского залива, в Центральном Загросе, крупнейшей является Фронтальная система активных разломов и флексур. Она отделяет область развития активных надвигов и взбросов, соскладчатых в Низком и послескладчатых в Высоком Загросе, от Предгорной области, где поло-



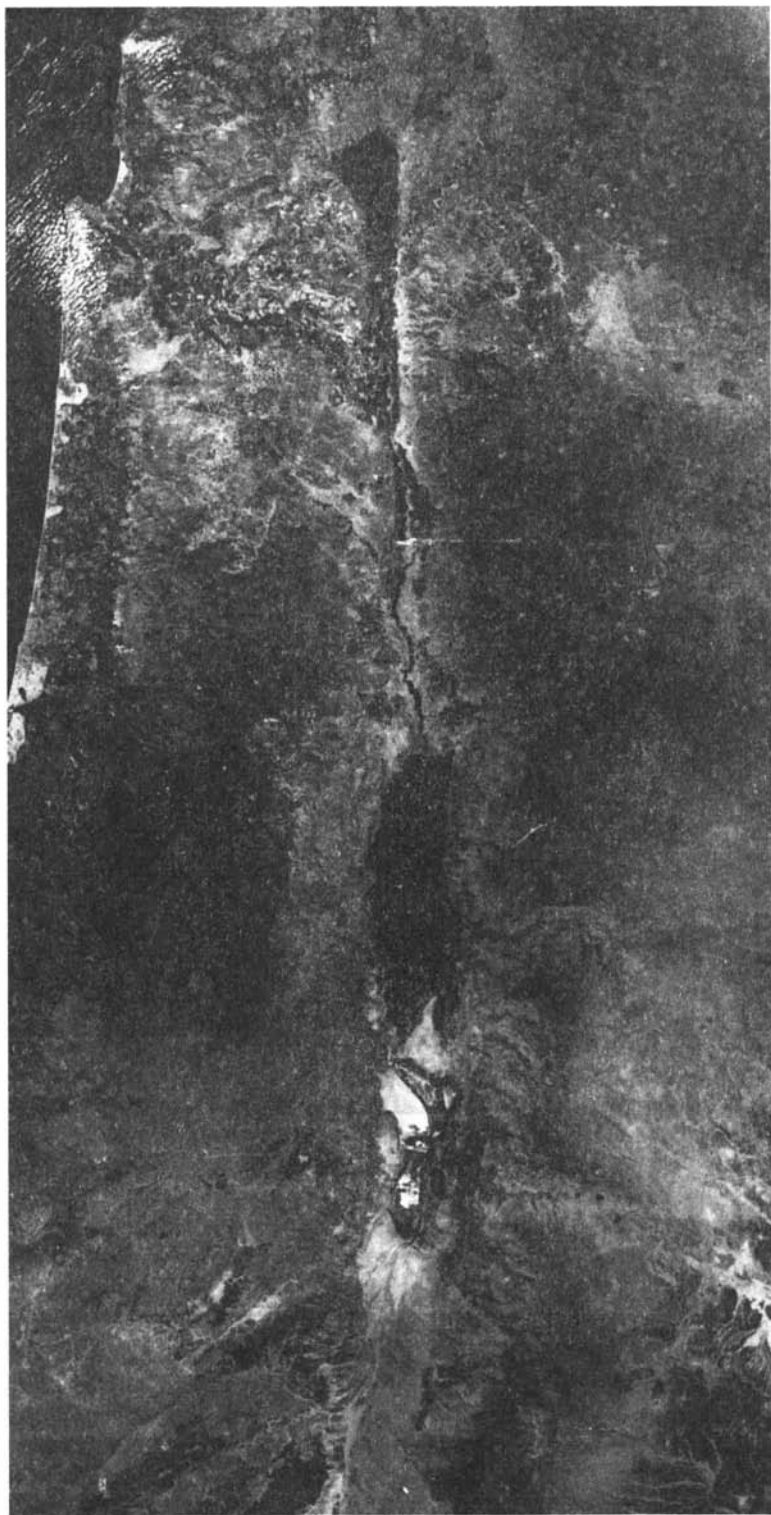
Рис. 18. Плоскость активного сброса на северо-западном борту грабена Дашт-е-Аржан в Центральном Загросе (фото В.Г. Трифонова)

Свежая полоса (2) в основании вскрытой части плоскости разлома (1) – след молодой подвижки

Fig. 18. Active normal fault surface in the northwestern side of the Dasht-e-Arjan graben in Central Zagros (photo by V.G. Trifonov)

Light (fresh) zone (2) in the lower part of the fault surface (1) is a sign of young offset

гие складки начали формироваться лишь в плейстоцене и не осложнены сколько-нибудь значительными разрывами. Фронтальная система состоит из двух сегментов, разделённых Казерунской и Боразджанской зонами разломов. Юго-восточный сегмент отстоит на 100 км к югу от северо-западного. В пределах последнего находятся продолжающие одна другую флексурно-разломные зоны Руге-Сафид и Мезарей. В более северо-западной зоне Руге-Сафид надвиги и взбросы в неогеновых и ниже-среднеплейстоценовых отложениях дополняются флексурным погружением юго-западного крыла, причём слагающие его сре-



днечетвертичные отложения местами запрокинуты до 60° , а наклон позднечетвертичного аллювия достигает $5-6^\circ$.

Зона Мезарей, примыкающая на юго-востоке к Боразджанской зоне разломов, представляет собой крутое юго-западное крыло асимметричной антиклинали Такаб. Полого залегающий на своде и северо-восточном крыле антиклинали ниже-среднеплейстоценовый аллювий здесь залегает круто, почти вертикально, а местами запрокинут до 80° . Аллювиальный чехол и поверхность позднеплейстоценовой террасы приобрели наклон до 20° и к тому же смещены по почти вертикальному соскладчатому разрыву на 14 м. Средняя скорость позднечетвертичных вертикальных перемещений по флексурно-разломной зоне достигает 2 мм/год. Об их продолжении свидетельствует вертикальное смещение на 1,5 м оросительного туннеля сасанидской (?) эпохи.

Приуроченность к израильскому отрезку Левантской зоны разломов такой выразительной структуры как грабен Мёртвого моря явилась причиной того, что на первых порах основное внимание уделялось вертикальным смещениям по разломам зоны, а сама она рассматривалась как рифт (рис. 19). Отмечено опускание на 30 см восточного крыла одного из разрывов западного берега Мёртвого моря в развалинах монастыря в Хирбет-Кумране, связанное с землетрясением 31 г. до н.э. [Zeiner, 1955]. Автору удалось посетить то конкретное место, где была измерена величина опускания (рис. 20). Это ступени, спускающиеся в выдолбленный в скальном грунте резервуар для сбора и хранения пресной воды. При прослеживании линии разрыва за пределы резервуара обнаружилось быстрое уменьшение амплитуды смещения до 10 см. Вероятно, аномально большое смещение в резервуаре связано с гидравлическим ударом при землетрясении.

Средняя скорость вертикальных перемещений на западном берегу Мёртвого моря определена в 1–2 мм/год за плейстоцен и 0,85 мм/год за поздний плейстоцен и голоцен [Gardosh et al., 1990]. Вместе с тем описаны многочисленные примеры левосдвиговых смещений водотоков, сухих долин и других форм рельефа [Hogowitz, 1979; Zak, Freund, 1965]. Скорость позднечетвертичного сдвига для разломов западного берега Мёртвого моря оценивается разными авторами величинами от 0,7 до 1,7 мм/год [Gardosh et al., 1990], а для всего израильского отрезка зоны – в 7,5 мм/год [Zak, Freund, 1965].

На территории Ливана зона приобретает северо-северо-восточное простирание и вместе с ним сжимающую компоненту перемещений [Лукьянов, 1965; Sitter, 1964]. Она выражается сочетанием левосдвиговых подвижек со взбросовыми и развитием параллельных разломам сжатых складок. Здесь же от Левантской зоны на северо-восток ответвляются более мелкие активные разломы со взбросовыми или надвиговыми смещениями. Один из них, Дамасский, простирается на северо-восток от г. Дамаска на 40 км. Разлом круто наклонён на северо-запад и характеризуется поднятием северо-западного крыла, причём в смещения вовлечены ниже- и среднеплейстоценовые отложения, деформацию которых в ослабленной мере повторяет позднечетвертичный аллювий.

Здесь же к Левантской зоне примыкает с юго-востока система параллельных и нередко расположенных эшелонированно друг относительно друга разломов растяжения, представленных цепочками вулканических аппаратов плейстоценового и голоценового возраста [Поникаров и др., 1968]. Самые молодые извержения датируются радиоуглеродным и археологическим методами в



Рис. 19. Левантская зона активных разломов на космическом фотоснимке КАТЭ-140

Fig. 19. Space photo of the Levant active fault zone by camera KATE-140

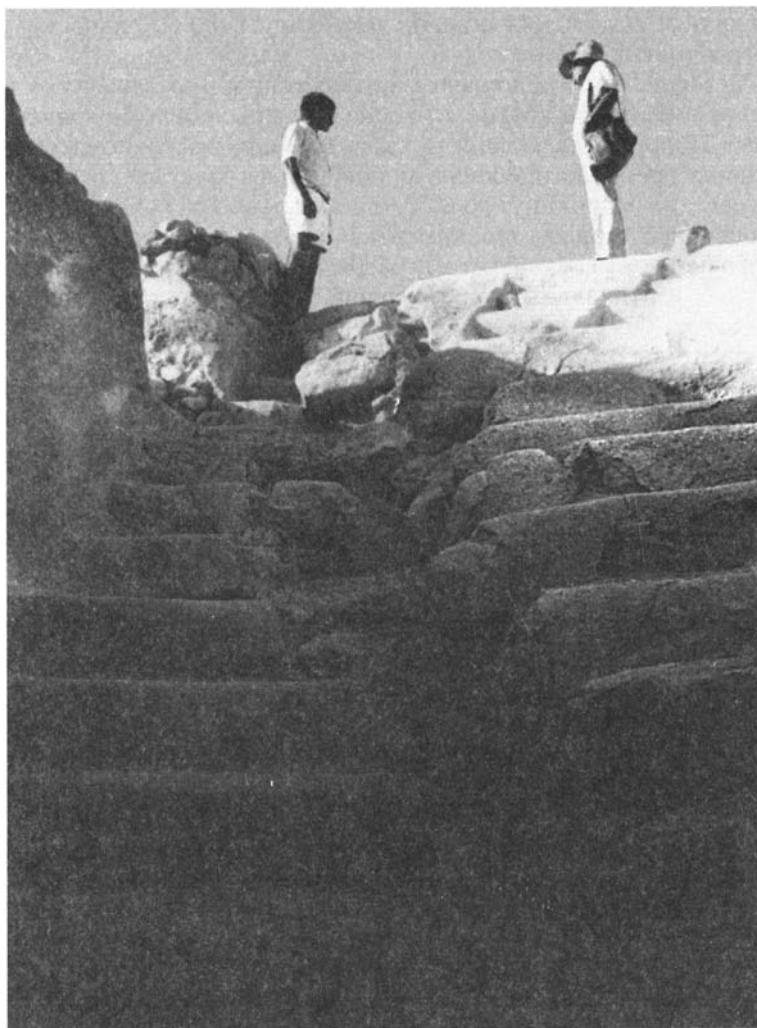


Рис. 20. Левантская зона активных разломов в Хирбет-Кумране: смещение ступеней водоналивного бассейна при землетрясении 31 г. до н.э. (фото В.Г. Трифонова)

Fig. 20. The Levant active fault zone in Khirbet-Qumran: offset of steps of the water reservoir during the 31 BC earthquake (photo by V.G. Trifonov)

4–4,5 тыс. лет [Трифонов, Эль-Хаир, 1988] (см. раздел 4.3). Область извержений охватывала юг Сирии и соседнюю часть Иордании.

Для определения направления и величин позднечетвертичных движений в районе г. Миссиаф (сирийский отрезок Левантской зоны) было предпринято детальное изучение 26-километрового участка зоны между с. Сахлие (Асафа) на севере и с. Эль Бейда (рис. 21) [Трифонов и др., 1991]. Здесь хорошо видны две главные ветви разлома и несколько более мелких нарушений. По обеим ветвям обнаружены многочисленные левосдвиговые смещения и изгибы долин и оврагов. Разновозрастные долины и их элементы смещены на разные расстояния. На севере западной ветви выявлены смещения долин на 400–450, 60–70 и 30–40 м. На юге той же ветви молодой сдвиг не

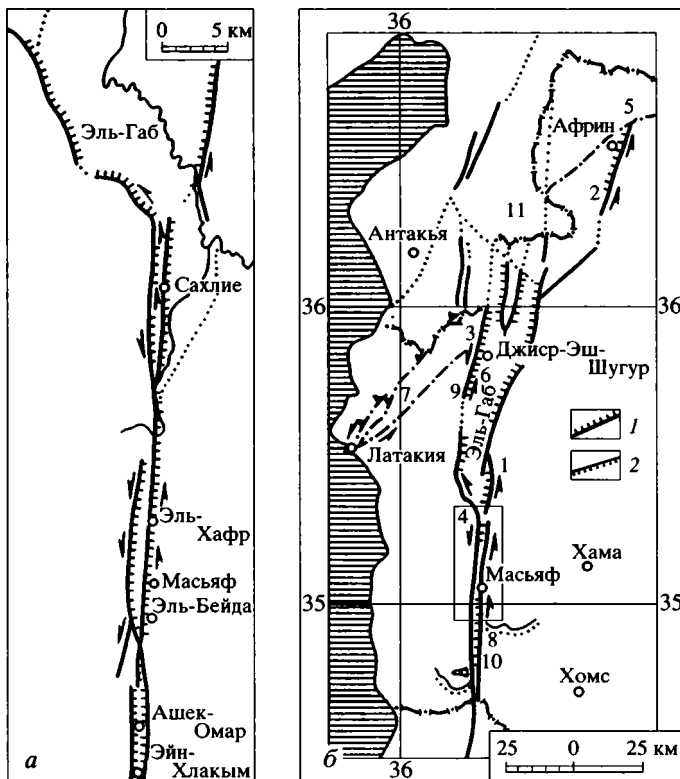


Рис. 21. Активные разломы между с. Сахлие и с. Эль-Бейда в Западной Сирии (а) и их положение в Левантской зоне разломов (б) [Трифонов и др., 1991]

1 – активные разломы (точками показаны их предполагаемые продолжения); 2 – северная граница поля позднемиоценовых платобазальтов. Остальные условные обозначения см. на рис. 10. Цифры на карте: 1 – руины г. Афамия (Апамея), 2 – с. Дар-Тааза, 3 – с. Жанудие, 4 – Жур-эль-Анн-эль-Круум, 5 – с. Миданки, 6 – с. Нахр-эль-Ази, 7 – с. Салыб-Ястин, 8 – ур. Сарайя, 9 – с. Сармание, 10 – с. Хадди, 11 – оз. Аль-Умк

Fig. 21. Active faults between villages Sakhlie and El Beida, Westrn Syria (a), and their position in the Levant fault zone (b) [Трифонов и др., 1991]

1 – active faults (their supposed continuations are shown by dots); 2 – northern boundary of the Late Miocene basalt field. See other legend in fig. 10. Numerals in the map: 1 – ruins of Afamia (Apamea), 2 – village of Dar-Taaza, 3 – village of Janudie, 4 – Jur el-Ann el-Kruum, 5 – village of Midanki, 6 – village of Nahr el-Azi, 7 – village of Salyb-Yastin, 8 – Saraya, 9 – village of Sarmanie, 10 – village of Haddi, 11 – Al-Umk Lake

превышает 25 м. На севере восточной ветви зарегистрированы сдвиговые смещения на 130 и 13–20 м (в одном случае 75–80 м). К югу они возрастают соответственно до 150–175 и 34–40 м.

Анализ рельефа показывает, что последние числа в каждом ряду характеризуют голоценовые смещения, а остальные – позднплейстоцен-голоценовые. С юга на север величины сдвиговых смещений по западной ветви возрастают, а по восточной уменьшаются, но в сумме, по крайней мере для голоцена, остаются неизменными. Суммарная скорость сдвига по обеим ветвям может быть предварительно оценена в 5–6 мм/год. С этим согласуется левое смещение на 11 м позднеантичного или ранневизантийского акведука возле с. Эль Хафр (Хреф) по восточной ветви разлома. Повсеместно вертикальные смещения многократно уступают одновозрастным горизонтальным.

К приведённым числам близки определения величин молодых левосдвиговых смещений вдоль юго-западного и западного бортов впадины Эль-Габ [Трифонов и др., 1991], но отношения вертикальной и горизонтальной составляющих смещений здесь больше, чем на описанном более южном отрезке зоны. Так, на юго-западном борту впадины в районе Джур эль-Айн эль-Круум при левом изгибе долины на 28–30 м юго-западное крыло поднято на 10–11 м. На западном борту впадины между с. Сармание и г. Жиср Аш-Шахур отмечены левые смещения долин на 150–200, 24–32 и 6 м. Вдоль разлома восточного борта впадины Эль-Габ южнее развалин античной Апаеи небольшие водотоки изогнуты влево на 6–7 м при подъёме одновозрастных форм восточного крыла на 1,5 м.

Сильные землетрясения XX века в Левантской зоне единичны. Но из исторических хроник известны многочисленные более ранние сейсмические события интенсивностью 8–11 баллов. Последним было 10-балльное Дамасское землетрясение 1759 г. Сильные землетрясения на одних и тех же отрезках зоны повторялись через 200–300 лет, а наиболее катастрофические – через 500–600 лет [El Nakeem, 1986].

В Восточно-Анатолийской зоне на северо-западном фланге Аравийской плиты описаны многочисленные примеры позднечетвертичных левосдвиговых смещений элементов дренажной сети амплитудой в десятки метров и местами до 120 м [Saroglu et al., 1992a; Trifonov, Karakhanian, Kozhurin, 1994]. На отрезке зоны протяжённостью свыше 20 км левосдвиговое смещение до 20 см произошло в районе оз. Хазар при Бенгельском землетрясении 1971 г. с магнитудой 6,7 [Arpat, Saroglu, 1972]. Отмечены следы смещений, предположительно связываемых с землетрясениями 1874, 1893, 1904 и 1905 гг. с магнитудами 6,8–7,1 [Ambraseys, 1989].

Обрамляющие Аравийскую плиту Восточно-Анатолийская и Северо-Анатолийская зоны пересекаются вблизи с. Карлиова и продолжают соответственно на северо-восток и северо-запад. В месте пересечения они испытывают характерные ветвления и изгибы, отражающие взаимные смещения зон в ходе многократно повторявшихся сдвиговых подвижек [Trifonov et al., 1993; Trifonov, Karakhanian, Kozhurin, 1994].

От места пересечения Северо-Анатолийская зона следует на северо-запад и затем на запад более, чем на 1000 км вдоль всей Анатолии, кулисно подставляясь в районе Мраморного моря Северо-Эгейской зоной разломов. Северо-Анатолийская зона состоит из ряда разломов, нередко расположенных эшелонированно друг относительно друга. От зоны на юго-запад отходят оперяющие разломы с признаками правосдвиговых смещений [Bingol, 1989; Sengor, Yilmaz, 1981; Barka, 1992; Saroglu et al., 1992b]. Вдоль самой зоны описаны многочисленные примеры позднечетвертичных правых смещений речных и овражных долин и других молодых форм рельефа на десятки и сотни метров; при этом вертикальная компонента смещений переменна и существенно уступает сдвиговой, а местами отсутствует [Allen, 1975; Barka, 1992; Saroglu, 1988; Tatar, 1975; Trifonov et al., 1993; Trifonov, Karakhanian, Kozhurin, 1994; Wallace, 1968].

Широкую известность приобрели катастрофические землетрясения XX века, последовательно охватывавшие своими подвижками разные сегменты Северо-Анатолийской зоны [Ambraseys, 1970, 1975, 1988]. Последними событиями в этой серии были землетрясения августа и ноября 1999 г. (магнитуды соответственно 7,6 и 7,1), отразившие активизацию сегмента зоны непосредственно к юго-востоку и востоку от Мраморного моря. С учётом структурного проявления этих землетрясений сейсмогенное разрывообразование охватило без мало-

го 90% длины зоны, причём её сегменты к западу от пересечения с Восточно-Анатолийской зоной оказались активизированными почти целиком. При всех землетрясениях происходили правосдвиговые перемещения, достигшие максимальной величины (до 7,5 м) при Эрзинджанском землетрясении 1939 г. [Barka, 1992]. Изменчивая по направлению вертикальная компонента в ряде мест достигла 2,5 м, а на двух непротяжённых участках – даже 5,5 м, но обычно была меньше. Чаще поднималось северное крыло.

По данным А. Кираци [Kiratzi, 1993], рассчитавшей скорость движения по тензорам сейсмических моментов современных землетрясений, она составляет в среднем 23 мм/год, возрастая с запада на восток от 16 до 27 мм/год. Иные оценки приводят Дж. Джексон и Д. Мак-Кензи [Jackson, McKenzie, 1988]. Они исходили из средней плиоцен-четвертичной скорости сдвига 31 мм/год и оценили вклад в него сейсмичности XX века в разных частях зоны в 80–260%. Столь парадоксально большой вклад получился потому, что на XX век приходится пик сейсотектонического цикла в Северо-Анатолийской зоне. С 1930 г. здесь зафиксировано 12, а вместе с продолжением к востоку от с. Карлиова – 16 землетрясений с магнитудами более 6,5. За предшествовавший период с середины XVII в. здесь произошли лишь 4 (9 вместе с восточным продолжением зоны) землетрясений таких магнитуд [Ambraseys, 1975, 1989].

Предыдущий цикл закончился сильнейшими землетрясениями середины XVII в. Приняв продолжительность цикла в 250–300 лет и величину сдвига за цикл 7,5 м и соотнеся эти величины с реальными оценками средних плиоцен-четвертичных скоростей движений по Северо-Анатолийской зоне, получим вклад сейсмичности в перемещение за цикл от 30 до 100% при скорости современного сдвига до 25 мм/год. Показательно, что на ранних стадиях цикла (до начала XX в.) активизировались в основном фланги Северо-Анатолийской зоны, где в XX в. сейсмичность проявилась слабее, чем в центральных сегментах зоны.

При столь значительном вкладе в движение по Северо-Анатолийской зоне подвижек при сильных землетрясениях кажется удивительной на первый взгляд высокая скорость современного сдвига – 20–26 мм/год, определённая в 1990-х годах по данным космической геодезии, полученным техникой GRS [Reilinger, Barka, 1997; McClusky et al., 2000]. Не следует забывать, однако, что при удалённости пунктов измерений от разломов зоны полученная величина представляет скорость накопления сдвиговой деформации, которая местами и частично реализуется крипом, а в большей мере снимается импульсными подвижками при сильных землетрясениях. При этом собственно в зоне разломов сдвиговая деформация составляет 15–20 мм/год, а остальное приходится на приразломную зону шириной до 100 км [McClusky et al., 2000].

Севернее пересечения с Северо-Анатолийской зоной выявлены две ветви Восточно-Анатолийской зоны. Западная ветвь, выделяемая некоторыми исследователями [Saroglu et al., 1992b] как Северо-Восточно-Анатолийская зона, представлена эшелонированно расположенными разломами юго-восточных бортов Чатской и Эрзрумской впадин, разломом Думлу и разломами возле с. Нарман и г. Олту. К этим разломам приурочены цепочка эпицентров землетрясений XX века с магнитудами 5,5–6,2 и несколько более сильных землетрясений предыдущих столетий [Vommer, Ambraseys, 1989]. Вдоль всех разломов отмечаются признаки позднечетвертичных взбросовых подвижек, а по разлому Думлу обнаружены левосдвиговые смещения молодых форм рельефа, многократно превосходящие взбросовую составляющую. Разломы прослеживаются до г. Ахалкалаки в Южной Грузии, где кулисно подставляются новейшим Казбек-Цхинвальским разломом, описанным Е.Е. Милановским [1968].

Восточная, главная ветвь Восточно-Анатолийской зоны простирается сначала параллельно западной, а северо-восточнее всё более отклоняется к востоку. Она следует вдоль верхнего течения р. Аракс мимо с. Бардис и с. Зарушат в Северную Армению, где описана под названием Желтореченско-Сарыкамышского разлома [Трифонов, Караханян, Кожурин, 1990]. Плоскость разлома круто ($50\text{--}60^\circ$) наклонена на северо-запад. Левосдвиговые смещения отмечены в разных частях описываемой ветви, но наиболее выразительны на её северо-восточном окончании, где достигают 350 м при поднятии северо-западного крыла до 70 м. По этим смещениям скорость позднечетвертичного сдвига оценивается величинами 4–5 мм/год. К зоне разлома приурочены эпицентры землетрясений 1859 г. с магнитудой 6,5 и 1924 г. с магнитудами 6,5 и 6,8. При Хорасанском землетрясении 30 октября 1983 г. с магнитудой 6,9 по второстепенному нарушению, наклонённому на северо-запад примерно под теми же углами, что и главная ветвь разлома, произошёл левый сдвиг до 1,2 м при вертикальной подвижке до 0,6 м. Сейсмогенный разрыв зафиксирован на протяжении 8 км.

По Памбак-Севанскому разлому, примыкающему с юго-востока к восточному окончанию Восточно-Анатолийской зоны, на протяжении 121 км отмечены многочисленные правосдвиговые смещения молодых форм рельефа, сопровождаемые взбросом северо-восточного крыла. На 30-километровом отрезке разлома между селами Сарапат и Арчут амплитуды правосдвиговых смещений варьируют от 3,2 м у молодого вреза до 350–400 м у больших долин и 1500 м у крупнейших долин и водоразделов. Возле с. Сарапат и северо-восточнее с. Гогаран терраса возрастом около 70 тыс. лет смещена вправо на 300 ± 20 м при поднятии северо-восточного крыла на 20 ± 5 м, а терраса возрастом 20–25 тыс. лет смещена вправо на 100 ± 20 м при поднятии северо-восточного крыла на 10 ± 5 м [Трифонов, Караханян, Кожурин, 1990]. Из этих данных следует, что скорость сдвига $-4,7\pm 0,3$ мм/год, а взброса $-0,5\pm 0,2$ мм/год.

Памбак-Севанский разлом продолжают на юго-восток два крупных разлома: Акеринский и Ханарасарский. Акеринский разлом отходит от его восточного окончания и характеризуется проявлениями позднечетвертичной активности лишь на отдельных участках. Ханарасарский разлом является главным активным продолжением Памбак-Севанского, ответвляется от него на п-ове Артаниш и пересекает Большой Севан, достигая его южного берега в с. Карчакпюр. В 14 км юго-восточнее этого селения разлом смещает вправо на 800 м конус среднеплейстоценового вулкана Ханарасар (рис. 22) [Караханян и др., 1989]. Юго-восточнее вулкана позднеплейстоценовый лавовый поток взброшен в восточном крыле разлома на 10–20 м (в одном месте на 30 м), а соседний голоценовый поток – на 2–4 м. Принимая возраст вулкана Ханарасар равным 150–200 тыс. лет, получаем скорость сдвига 4–5 мм/год [Trifonov, Karakhanian, Kozhurin, 1994]. Такие же скорости сдвига определены на более юго-восточном участке разлома – на Сюникском нагорье [Karakhanian et al., 1997]. Вертикальная компонента движения переменна. Юго-восточнее вулкана Ханарасар она составляет 0,3–0,6 мм/год, причём поднято северо-восточное крыло.

В зоне Ханарасарского разлома известны проявления недавней вулканической деятельности. В его зоне в 17 км от берега Севана находится голоценовый андезито-базальтовый вулканический центр Порак, характеризовавшийся неоднократными извержениями вплоть до позднего голоцена (см. раздел 6.3). Другой центр позднеплейстоценовых и голоценовых андезито-базальтовых излияний расположен в зоне разлома юго-восточнее, на Сюникском нагорье возле оз. Аллагиляр, где последние извержения относятся к первой половине IV тысячелетия до н.э. [Karakhanian et al., 1997]. Как и Порак, Сюникский центр при-

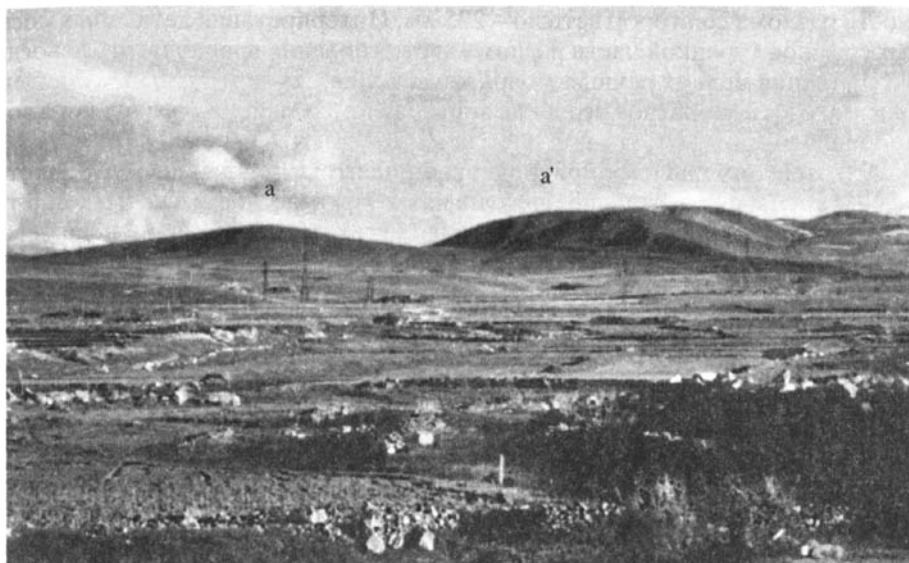


Рис. 22. Смещение среднеплейстоценового вулкана Ханарасар по Ханарасарскому активному правому сдвигу (фото А.С. Караханяна)

Fig. 22. Offset of the Khanarassar Middle Pleistocene volcano on the Khanarassar active dextral fault (photo by A.S. Karakhanian)

урочен к структуре типа pull-apart, где мелкие лавовые вулканы группируются вдоль раздвигов и сбросо-сдвигов (см. раздел 4.2).

В зоне разлома известна и современная газо-гидротермальная деятельность, на которую указывает, в частности, геохимическая аномалия в донных осадках Севана [Асланян, Сатиян, 1987; Karakhanian et al., 2001]. В пределах Сюникской структуры обнаружены проявления сильных палеоземлетрясений [Karakhanian et al., 1997]. Одно или два события близки по возрасту к последним фазам извержений (первая половина IV тысячелетия до н.э.). Вероятно, именно связанное с ними трещинообразование дало возможность лавам вулканического очага достигнуть земной поверхности.

Восточная ветвь Восточно-Анатолийской зоны, Памбак-Севанский и Ханарасарский разломы образуют Северо-Армянскую дугу активных нарушений, у которых почти везде взброшены северные крылья и отмечаются сдвиговые смещения, многократно превосходящие амплитуду взброса. Скорость сдвига у всех разломов дуги близка к 5 мм/год. В описанную внешнюю дугу вложена вторая, внутренняя, дуга активных разломов, более круто изогнутая и касающаяся внешней дуги в её вершине. Внутренняя дуга представлена Ахурянским разломом северо-восточного простирания и Гарнийской зоной разломов северо-западного простирания [Trifonov, Karakhanian, Kozhurin, 1994].

Две ветви Ахурянского разлома отделяются от Восточно-Анатолийской зоны вблизи её сочленения с Памбак-Севанским разломом и сливаются воедино возле г. Гюмри (Ленинакан). Далее разлом прослеживается до верхнего течения р. Аракс, где разделяется на две ветви. Одна из них следует вдоль Аракса в запад-юго-западном направлении по меньшей мере на 100 км, а другая, более протяжённая, достигает северо-западного побережья оз. Ван. К её юго-западному окончанию приурочен вулкан Немрут, извергавшийся в 1441 г. Общая протя-

жённость разлома со второй ветвью – 275 км. Интерпретация детальных космических снимков турецкой части разлома даёт основание предполагать левосдвиговые смещения мелких речных и овражных долин. На вертикальные смещения указывает грабенообразное строение зоны разлома в районе Ахурянского водохранилища.

К Ахурянскому разлому приурочены эпицентры Ленинанканских землетрясений 1926 г. (магнитуда сильнейшего из них 5,7), катастрофического землетрясения 1046 г., разрушившего г. Ани, и ряда других сильных сейсмических событий с магнитудами, близкими к указанной для сильнейшего Ленинанканского землетрясения. На запад-юго-западном ответвлении разлома находится эпицентр землетрясения 13 сентября 1924 г. с магнитудой 6,8, а к южной части другой ветви приурочен эпицентр Патмосского землетрясения 28 апреля 1903 г. с магнитудой 7,0 [Ambraseys, 1988]. От эпицентра на северо-восток протягивается сейсмогенный разрыв, сопровождаемый оползнями [Barka, Cadinsky-Cade, 1988].

Гарнийская зона состоит из нескольких сегментов северо-западного и северо-северо-западного простираний, расположенных кулисно друг относительно друга таким образом, что каждый более южный сегмент начинается восточнее предыдущего. Окончания сегментов соединены более короткими разрывами, простирающимися также на северо-запад, но более широтно, чем сами сегменты. Короткие разрывы и окончания сегментов образуют своеобразные ромбовидные структуры.

Алаварский сегмент длиной 60 км простирается в направлении $320 \pm 5^\circ$ СЗ и имеет крутой наклон, который в северо-западной части сегмента составляет $60-85^\circ$ СВ. К сочленению сегмента с Памбак-Севанским разломом приурочена эпицентральная зона Спитакского землетрясения 1988 г. При землетрясении возник 37-километровый разрыв с взбросом северо-восточного крыла до 2 м (рис. 23) и правосдвиговым смещением, местами достигающим той же величины [Трифонов, Караханян, Кожурин, 1990]. Многочисленные мелкие водотоки смещены по разлому вправо примерно на 20 м (в северной части есть единичное смещение на 6–8 м). Более крупные долины рек Карачобан и Мармарик испытали правые смещения соответственно на 100–150 м и 200 м. Предварительные оценки возраста долин позволяют считать смещения на 20 м голоценовыми, а на 150–200 м позднплейстоцен-голоценовыми, что даёт скорость сдвига 2 мм/год. Одновозрастная вертикальная компонента смещений (поднятие северо-восточного крыла) существенно уступает сдвиговой и для голоцена обычно не превышает 1,5 м. К северо-западу она возрастает, и её отношение к сдвиговой составляющей голоценовых смещений достигает 1/2–1/4.

Следующий к юго-востоку Мармарик-Азатский сегмент разлома протягивается на 60 км от долины р. Мармарик до левобережья р. Азат (г. Гарни) в направлении $168 \pm 8^\circ$ ЮВ. Искривление р. Раздан на пересечении с разломом даёт основание предполагать правый сдвиг за голоцен и конец плейстоцена на 100 м. На левом берегу реки терраса начала позднего плейстоцена поднята на 10 м в восточном крыле разлома относительно его западного крыла. Долина р. Азат в г. Гарни искривлена по разлому вправо на 200 м. Соотношения разлома с лавовыми потоками в долине и на её склонах позволяют считать это смещение послесреднплейстоценовым, что даёт скорость сдвига 2 мм/год.

Более южный сегмент разлома протягивается от района с. Гелайсор до с. Арени на 50 км. Простирание сегмента $150 \pm 15^\circ$ ЮВ. Северо-западнее с. Эльпин виден наклон разлома на северо-восток под углами $80-90^\circ$. На левобережье р. Веди разлом представлен двумя ветвями. По обеим ветвям выявлено правое смещение долин: по северо-восточной ветви на 150 м с конца плейстоцена, а по



Рис. 23. Сейсмогенный разрыв, возникший при Спитакском землетрясении 1988 г. в Северной Армении (фото А.С. Караханяна)

Fig. 23. Seismic rupture of the Spitak 1988 earthquake in Northern Armenia (photo by A.S. Karakhanian)

юго-западной ветви на 10–15 м в течение голоцена при небольшом синхронном поднятии юго-западного крыла. Северо-западнее с. Элпин обнаружены правые смещения водотоков на 10–20 м за голоцен и на 40–50 м за голоцен и самый конец плейстоцена, а непосредственно к югу от Элпина – на 120 м с конца плейстоцена. Ещё юго-восточнее, между Элпином и Арени определено поднятие северо-восточного крыла разлома на 15–20 м по поверхности террасы конца среднего плейстоцена. Приведённые числа дают среднюю скорость сдвига 2 мм/год и скорость вертикального перемещения около 0,2 мм/год, т.е. в 10 раз меньше. По ориентировке борозд на поверхности разлома северо-западнее Элпина отношение вертикальной и сдвиговой компонент смещений за более длительный интервал времени колеблется от 1/2 до 1/4.

Юго-восточнее Гарнийская зона раздвигается. Её восточная ветвь – Арпа-Зангезурский разлом, представлена сложно построенной, местами эшелонированной системой нарушений, протягивающейся на восток-юго-восток вдоль южных склонов долин рек Арпа и Воротан и на востоке смыкающейся с зоной Ханарасарского разлома. Вдоль отдельных нарушений системы обнаружены признаки правого сдвига. Западная ветвь Гарнийского разлома протягивается в направлении $165 \pm 15^\circ$ ЮВ на 60 км примерно до г. Нахичевань, где смыкается с Сардарпат-Нахичеванской зоной разломов северо-западного простирания и Араксской зоной северо-восточного простирания (см. ниже). В северной части этой ветви обнаружены структурные проявления сдвига.

На окончаниях сегментов, в ромбовидных структурах, преобладание сдвиговых смещений сохраняется, но возрастает вертикальная (взбросовая) составля-

ющая. Ещё больше она у разломов, связывающих сегменты и простирающихся более широтно. Более подробно эти структуры описаны в разделе 6.2.1.

Южнее р. Аракс, на территории Иранского Азербайджана, крупнейшим активным нарушением является Тебризский разлом запад-северо-западного простирания [Berberian, 1976]. В районе г. Тебриза по разлому выявлены как правосдвиговые, так и переменные по направлению вертикальные позднечетвертичные смещения (рис. 24) [Karakhanian et al., 2002]. К зоне разлома тяготеют эпицентры землетрясений 1042 г. с магнитудой 7,6, 1273 г. с магнитудой 6,5, 1304 г. с магнитудой 6,7, 1721 г. с магнитудой 7,7 и 1934 г. с магнитудой 5,6 [Berberian, 1976, 1977, 1994]. Западнее Тебриза разлом разделяется на две ветви. Южная ветвь продолжает Тебризский разлом на запад, затухая севернее оз. Ван. Вдоль неё при землетрясении 1976 г. с магнитудой 7,3 возник 50-километровый почти вертикальный сейсмогенный разрыв. По нему произошёл правый сдвиг, достигающий 3,5 м на юго-востоке разрыва, уменьшающийся к северо-западу и местами сопровождаемый вертикальным смещением до 0,5 м [Toksoz et al., 1977].

Северная ветвь (Балыкгельский разлом), всё более отгибаясь на северо-восток, смыкается с Ахурянским разломом. Возле оз. Балык в Восточной Турции вдоль разлома и оперяющих его нарушений описаны молодые правосдвиговые и вертикальные (взбросовые) смещения [Trifonov, Karakhanian, Kozhurin, 1994]. По данным А.С. Караханяна, выполнившего в 1996 г. исследования в зонах Северо-Тебризского и Балыкгельского разломов, правосдвиговые смещения крупных долин достигают 300–1000 м, а мелких водотоков – 3–10 м; взбросовая компонента уступает сдвиговой в 2–7 раз, причём у Северо-Тебризского разлома чаще поднято северное крыло.

В районе г. Меренд от Северо-Тебризского разлома ответвляется на северо-запад прямолинейный разлом Маку. На территории Ирана, возле гг. Эвоглу, Хаджимир и Кара-Зиаоддин крупные долины р. Котурчай и её притоков Акчай и Аджичай смещены по разлому вправо на 10–12 км и подпружены в результате смещения. Меньшие по амплитуде смещения молодых водотоков фиксируются вдоль всей трассы разлома. На северо-западе разлом Маку смыкается с Балыкгельским. По-видимому, здесь представлены подвижки при катастрофическом Араратском землетрясении 1840 г. с магнитудой 7,4, и, весьма вероятно, что здесь же находился и его эпицентр [Ambraseys, 1988; Bommer, Ambraseys, 1989]. Возможно, там же располагался эпицентр и другого сильного исторического землетрясения в районе Арарата [Мовсес Хоренаци, 1990], которое, как показал А.С. Караханян, имело место, скорее всего, в начале II в. н.э.

Возле г. Меренд и северо-западнее от разлома Маку ответвляются на север два активных разлома с признаками правых сбросо-сдвиговых подвижек. Сливаясь западнее г. Нахичевани, они продолжают на северо-запад и запад вдоль р. Аракс Сардарapat-Нахичеванским разломом. На участке г. Кагызман–Сардарapatский вал–с. Маркара, где разлом имеет строение типа «пальмового дерева» (palm tree [Sylvester, 1988]), зафиксированы молодые правые смещения значительной амплитуды. Им существенно уступают вертикальные смещения; опущено южное крыло.

Как отмечено выше, Тебризский разлом является частью прерывистой системы четвертичных нарушений, протягивающихся в тылу Загроса примерно параллельно Главному современному разлому. По многих из них выявлены позднечетвертичные смещения, правосдвиговые и взбросовые.

Восточнее Северо-Армянской дуги активных разломов расположена Талышская дуга меньших размеров, также выпуклая на север. Она образована зоной молодых нарушений, протягивающихся на северо-восток вдоль р. Аракс, и

примыкающими к ней на севере активными разломами Талышских гор. Араксская зона молодых нарушений западного фланга Талышской дуги представляет собой часть Пальмиро-Апшеронского линеамента, отдельные сегменты которого испытали позднечетвертичную активизацию. Один из них – Центрально-Пальмирский разлом, примыкающий на юго-западе к активным сжатым складкам и взбросам района г. Дамаска, опережающим Левантскую зону разломов. Признаки средне- и позднечетвертичных подвижек отмечены и вдоль некоторых соскладчатых взбросов и надвигов Пальмирид, а также вдоль грабенных и сбросов, опережающих Центрально-Пальмирский разлом [Трифонов и др., 1991].

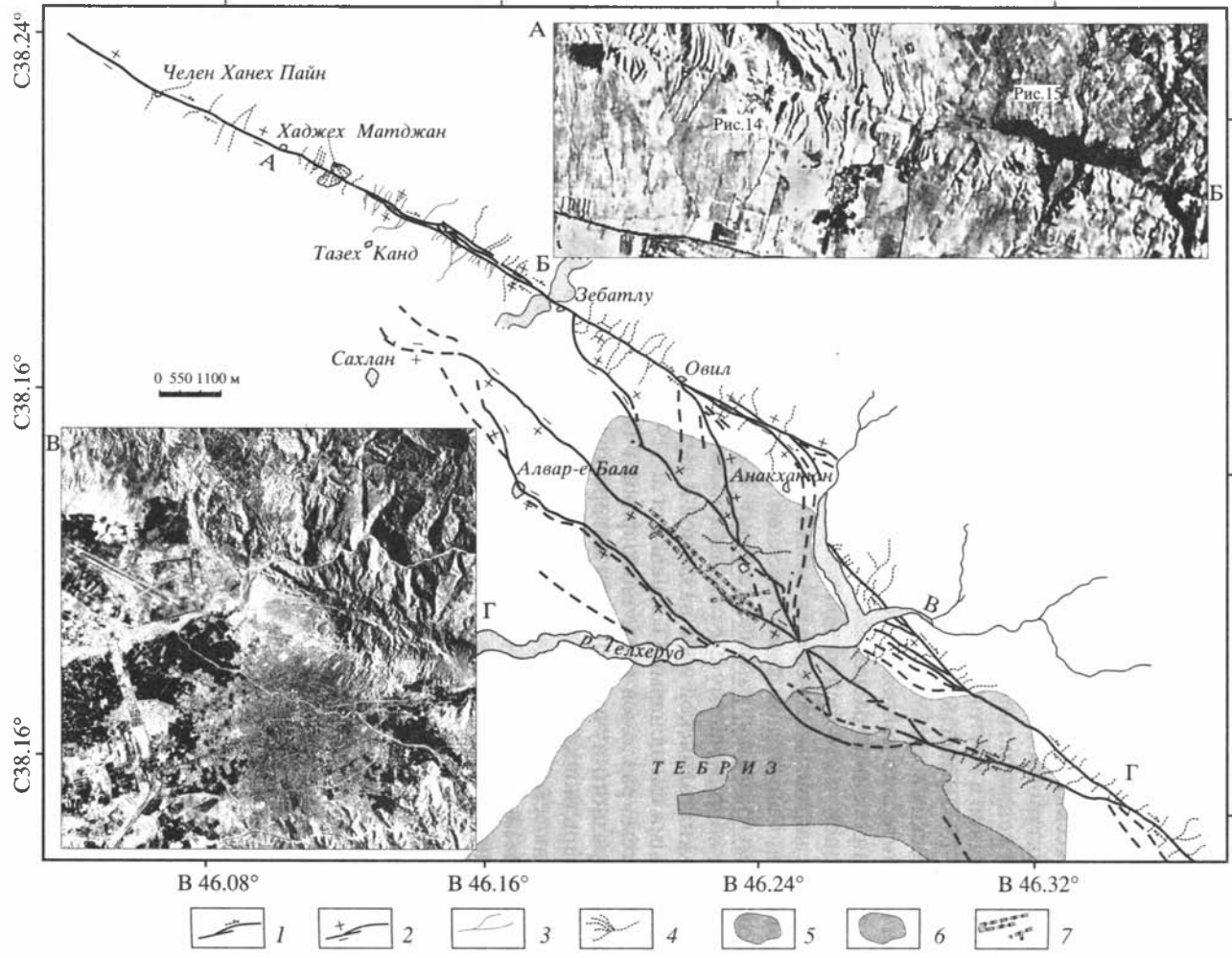
Араксский сегмент Пальмиро-Апшеронского линеамента является глубинной структурой, отмеченной значительными градиентами аномалий силы тяжести, изменениями гипсометрического положения поверхности кристаллического основания и интрукторных слоёв, а также повышенной плотностью глубинных (10–15 км) сейсмодислокаций, характеризующихся аномальным затуханием сейсмических волн [Макаров и др., 1982]. На земной поверхности зона выражена сравнительно непротяжёнными уступами террас и склонов долины р. Аракс. Эшелонированное расположение уступов позволяет предполагать наличие левосдвиговой компоненты движений. Косвенно она подтверждается левыми сбросо-сдвиговыми сейсмогенными подвижками на юго-западном продолжении зоны при Салмасском землетрясении 1930 г. Эти подвижки произошли по небольшому разрыву, расположенному в зоне Пальмиро-Апшеронского линеамента и сопряжённому с главным сейсмогенным разрывом, приуроченным к Северо-Анатолийской зоне разломов и характеризовавшимся правыми сбросо-сдвиговыми смещениями [Tchalenko et al., 1974].

Система разломов восточного фланга Талышской дуги имеет в плане форму Z-образного пучка, в центре которого разломы сближены и простираются почти меридионально вдоль Каспийского побережья, а на севере и юге отклоняются на северо-запад и юго-восток, постепенно удаляясь один от другого. На севере разломы пучка образуют фронт дуги и сопрягаются с зоной нарушений её западного фланга, а на юге переходят в зону активных разломов северного склона Эльбурса. Вдоль разломов восточного фланга дуги выявлены молодые взбросовые смещения [Berberian, 1976, 1977], возможно, с правосдвиговой компонентой. Как правило, подняты западные крылья.

К крупнейшему Астаринскому разлому приурочены плейстосейстовая область землетрясения 1986 г. с магнитудой 5,5 и эпицентры более ранних землетрясений с магнитудами более 6. Эпицентры подобных землетрясений отмечены и вдоль других разломов пучка. Вдоль одного из них при Ардебильском землетрясении 1879 г. с магнитудой 6,7 возник сейсмогенный разрыв протяжённостью около 17 км с заметным поднятием восточного крыла.

Севернее Северо-Армянской и Талышской дуг активные разломы образуют северный фронт Аджаро-Триалетии и особенно многочисленны в южных предгорьях и на южном склоне Большого Кавказа [Trifonov et al., 1996]. С.И. Кулошвили, обобщивший данные о таких разломах на территории Грузии, отмечает вдоль них молодые надвиговые и взбросовые смещения. Преобладание надвигов и взбросов характерно, по данным М.Л. Коппа и В.Г. Трифонова, и для территории Азербайджана.

С надвигами и взбросами сопряжены растущие антиклинали, наиболее эффективно проявленные на востоке Аджинаурской складчатой зоны. На пересечении с Аджинаурской грядой высота одной из хазарских террас (конец среднего плейстоцена) возрастает от 50 до 80–100 м [Думитрашко и др., 1961], а 15-метровой позднеплейстоценовой террасы той же реки – до 60 м [Милановский,



1968]. По данным В.Г. Трифонова [1983], вскрытые в склонах долин пропиливающих Карамарьянский увал (восточная часть гряды) русел р. Гирдыманчай ниже- и среднеплейстоценовые отложения очерчивают асимметричную антиклиналь с надвигом на юге. На северном крыле и своде антиклинали слои наклонены под углом около 10° , а на южном крыле до 60° и более. В изгибе хазарской поверхности, образующей свод увала, выражена та же асимметрия: на северном крыле хазарские слои имеют наклон до 5° , а на южном до 14° . Глубина древнего ирригационного канала, врезанного в поверхность I террасы, возрастает с севера на юг от 0,8 до 1,6 м, а к югу от гряды сокращается до 0,5 м.

Большинство активных разломов южного склона и южных предгорий Большого Кавказа простираются на запад-северо-запад параллельно оси горного сооружения. Но по некоторым разломам, отклоняющимся на северо-запад от этого генерального направления, обнаружены молодые правосдвиговые смещения. Они наглядно представлены в зоне Сальян-Ленгибизского (Аджичайского) разлома на Юго-Восточном Кавказе. Разлом имеет протяженность свыше 50 км и состоит из отдельных дугообразных звеньев, каждое из которых на юге простирается почти широтно, далее приобретает северо-западное и севернее почти меридиональное простирание (рис. 25). Субширотные отрезки наклонены под углами $20-50^\circ$ на север и являются надвигами. По крайней мере на двух отрезках северо-западного простирания обнаружены правосдвиговые смещения позднеплейстоценовых террас и русел современных водотоков, которые определяют разлом как крутонаклоненный (65°) правый взбросо-сдвиг с 10-кратным преобладанием сдвиговой компоненты движений. Подвижки происходили неоднократно, и их средняя скорость с конца плейстоцена составила 1 мм/год. На отрезках, где ориентировка звеньев разлома близка к меридиональной, появляется сбросовая составляющая смещений [Трифонов, 1983].

Таким образом, направления молодых смещений на южном склоне и южных предгорьях Большого Кавказа свидетельствуют о формировании разломов в условиях сжатия, ориентированного в северо-северо-восточном направлении. В этих условиях по разломам происходили надвиговые и взбросовые подвижки, нередко с правосдвиговой компонентой. На Юго-Восточном Кавказе эта простая закономерность осложнена появлением непротяженных левых сдвигов северо-восточного простирания со смещениями позднеплейстоценовых и голоценовых форм рельефа до 6, изредка 12 м. Они выявлены на обширной территории, но особенно многочисленны на продолжении Пальмиро-Апшеронского линеамента.

В восточной части Главного Кавказского хребта (в Южном Дагестане и на его границе с Азербайджаном), по данным М.Л. Коппа, наряду со взбросами запад-северо-западного простирания и предполагаемыми правыми сдвигами северо-западной ориентировки, появляются поперечные сбросы и флексуры. Они

←
Рис. 24. Активные разломы района г. Тебриза. АБ, ВГ – Тебризский разлом на космических снимках [Karakhian et al., 2002]

1 – сдвиг; 2 – вертикальные смещения: а – поднятое крыло разлома, б – опущенное крыло; 3 – речные долины и водотоки; 4 – конусы выноса; 5 – контур центра г. Тебриз в 1950 г.; 6 – контур г. Тебриз в 1996 г.; 7 – старый и новый аэропорты Тебриза

Fig. 24. Active faults in the Tabris region; АБ, ВГ – the Tabris fault in space images [Karakhian et al., 2002]

1 – dextral fault; 2 – vertical offsets: а – uplifted side, б – downthrown side; 3 – drainage system; 4 – alluvium fans; 5 – contour of the central part of Tabris in 1950; 6 – contour of town of Tabris in 1996; 7 – the old and new Tabris airports

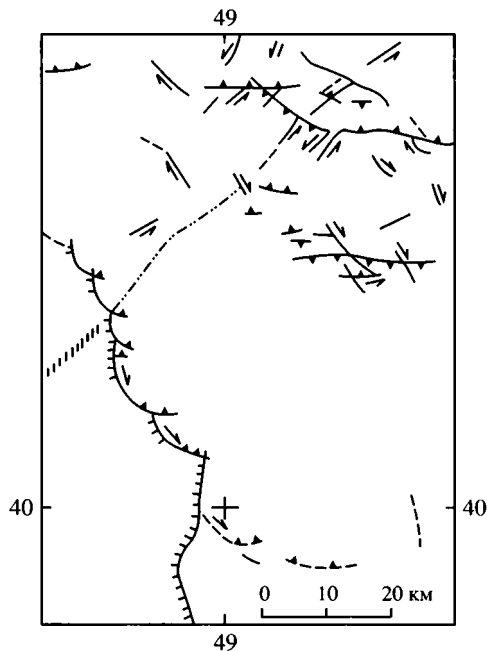


Рис. 25. Фестончатое строение Сальян-Лянгибизского активного разлома на Юго-Восточном Кавказе [Трифонов, 1983]

Условные обозначения см. на рис. 10

Fig. 25. Festoon-like pattern of the Salyany-Liangabiz active fault in the southeastern Caucasus [Трифонов, 1983]

See fig. 10 for the legend

простираются в направлениях 20–40° СВ. Примером служит Каflan-Калинский сброс, круто (60–70°) наклонённый на северо-запад и характеризующийся 100-метровым вертикальным смещением среднеплейстоценовых форм рельефа.

В пределах северного склона и северных предгорий Большого Кавказа преобладают активные нарушения двух главных направлений: во-первых, широтного и запад-северо-западного и, во-вторых, северо-западного. Первое направление в Дагестане

представлено серией взбросов, наклонённых на юг, реже на север. Особенности поля напряжений, восстановленного по ориентировке молодых трещин в зонах разломов, позволяют предполагать вдоль некоторых из них правосдвиговую составляющую движений [Парфенов и др., 1991]. Вдоль двух активизированных взбросов описаны трещины, обвалы и оползни, возникшие при Дагестанском землетрясении 14 мая 1970 г. с магнитудой 5,7 [Шебалин и др., 1973; Дагестанское землетрясение..., 1981].

В Чечне к нарушениям того же направления относится Черногорская флексура, которой, по-видимому, соответствует под мощным осадочным чехлом разлом консолидированного основания. Флексура отделяет глубокопогруженную Черногорскую впадину от горного сооружения. На западе флексура кулисно подставляется Владикавказским и расположенным южнее Балтинским разломами. На пересечении Владикавказского разлома с долинами рек Терек, Гизелдон и Камбилеевка поверхность террасы начала позднего плейстоцена изменяет высоту от 50–90 м в северном крыле разлома до 10–20 м в южном крыле. Аналогичным образом изменяется на 15–25 м высота террасы конца позднего плейстоцена. По Балтинскому разлому высоты тех же террас изменяются соответственно на 40–50 и 20–25 м. С обоими разломами сопряжены асимметричные антиклинали с крутыми южными крыльями [Милановский, 1968].

Ещё западнее в пределах центрального сегмента Большого Кавказа к числу нарушений первого направления относится разлом Азау, по которому, по данным Д.С. Кизевальтера, на величину до 1 м смещена поверхность голоценовых лав; поднято южное крыло. В зоне фрагментарно активизированного Пшекиш-Тырныаузского разлома между реками Кестанты и Чегем Т.П. Иванова [Trifonov et al., 1996] обнаружила сейсмогенные разрывы и трещины. Севернее, вдоль Нагутской флексуры, переходящей на глубине в разлом кристаллического основания и осложнённой близ поверхности двумя встречными надвигами

[Дотдугев, 1982], Т.П. Иванова отмечает современную газо-гидротермальную активность и концентрацию очагов слабых землетрясений.

Северо-западное структурное направление чаще представлено глубинными зонами активных нарушений, выраженными на поверхности лишь косвенными признаками. Таковы тектонические нарушения Каспийского побережья между г. Махачкала и г. Дербент, Гудермесская [Новый каталог..., 1977] и Назранская [Милановский и др., 1989] зоны разломов в Чечне. К Назранской зоне приурочены эпицентры шести землетрясений XX века с магнитудами более 4. Западные подобными образованиями являются Лысогорская флексура, по которой отмечается погружение в восточном направлении позднеплейстоценовых и голоценовых террас [Дотдугев, 1982; Рейснер, 1986], и Нальчикская (Армавир-Невинномысская) зона разломов [Милановский и др., 1989]. Последняя почти на всем протяжении характеризуется современной газо-гидротермальной активностью, с которой связаны многочисленные слабые землетрясения.

Активные разломы двух выделенных направлений сочетаются друг с другом, образуя в плане ромбовидные структуры. Такие сочетания, как отмечает Т.П. Иванова, особенно характерны для северного склона Центрального и Северо-Западного Кавказа. Хотя прямые данные о морфологии разломов и молодых смещениях немногочисленны, реконструкции полей напряжений по данным о тектонической трещиноватости дают основание полагать, что разломы первого направления чаще всего являются взбросами, а разломы второго направления наряду с вертикальной имеют правосдвиговую составляющую смещений [Расцветаев, 1989]. Это совпадает с данными о кинематике активных разломов южного склона Большого Кавказа, хотя амплитуды смещений там больше, чем на северном склоне. Северо-Западный Кавказ имеет сходные особенности смещений по разломам разных направлений. Существенным дополнением там являются сбросы и левые сбросо-сдвиги северо-восточного простирания, фиксируемые лучше всего в деформациях морских террас [Островский, 1968; Островский и др., 1977; Лукина, 1983; Несмеянов, Измайлов, 1995].

Активная тектоника Центрального Ирана и Эльбурса определяется подвижками по разломам, простирающимся, во-первых, на восток или восток-северо-восток и, во-вторых, на север или север-северо-запад. На севере региона преобладают субширотные активные нарушения. Они широко представлены в Эльбурсе и на обоих его склонах, где характеризуются взбросовыми смещениями [Berberian, 1976, 1977]. С этим согласуется субмеридиональная ориентировка горизонтального сжатия в очаге Сангечальского землетрясения с магнитудой более 7, которое произошло 2 июля 1957 г. в зоне Северо-Эльбурсского разлома [McKenzie, 1972]. Однако при Рудбарском землетрясении 20 июня 1990 г. с магнитудой 7,2 по продольному разлому Эльбурса произошла подвижка до 1 м с преобладающей левосдвиговой компонентой смещения, а определение механизма очага показало почти чистый левый сдвиг [Berberian et al., 1992].

Это побудило В.Г. Трифонова и иранских геологов Х. Хессами и Ф. Джамали провести в 1996 г. дополнительное изучение субширотных активных разломов южных предгорий Эльбурса. Был выделен эшелонированный ряд нарушений (рис. 26), которые, наряду со взбросовой, имеют существенную и местами преобладающую левосдвиговую компоненту смещений [Trifonov, Hessami, Jamali, 1996; Bachmanov et al., 2002].

На западе указанного ряда находится кулисно построенная Ипакская зона разломов протяжённостью около 100 км. При землетрясении Буйин-Зара 1 сентября 1962 г. с магнитудой 7,25 активизировалась западная часть зоны (60 км), причём произошёл взброс на десятки сантиметров при левом сдвиге в 0,1 м

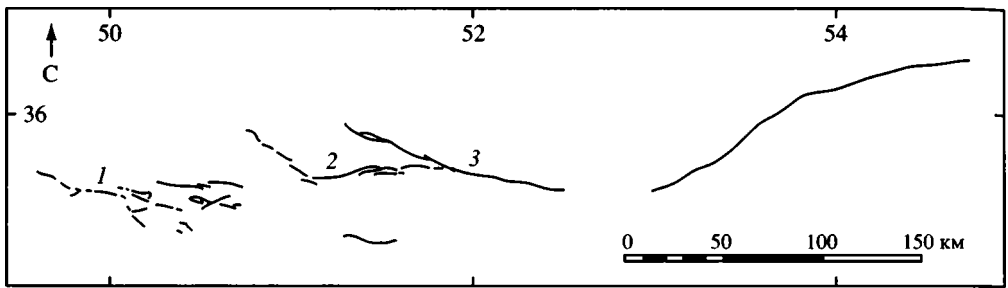


Рис. 26. Левосдвиговой ряд субширотных активных разломов Центрального Ирана: 1 – зона разломов Ипак, 2 – Северо-Тегеранский разлом, 3 – разлом Моша [Trifonov, Hessami, Jamali, 1996]

Fig. 26. Sinistral row of the W–E-trending active faults in the central Iran: 1 – Ipak fault zone, 2 – North Tehran fault, 3 – Mosha fault [Trifonov, Hessami, Jamali, 1996]

[Ambraseys, 1963]. Вдоль зоны отмечены также более ранние позднечетвертичные взбросовые смещения, а М. Берберян [Berberian et al., 1983] допускал на отдельных участках присутствие и левого сдвига.

Наши исследования выявили в ряде мест молодые левосдвиговые смещения, существенно превосходящие взбросовую компоненту. Так, в 1 км северо-западнее с. Ипак смещена влево на 85–90 м древняя (конец среднего или поздний плейстоцен) часть конуса выноса, что позволяет гипотетически оценить скорость сдвига в 0,5–1,5 мм/год. Юго-западнее по оперяющему разлому две круп-



Рис. 27. Северо-Тегеранский активный разлом на восточном борту долины р.Кан: надвигание коренных отложений на среднеплейстоценовый аллювий и последнего на верхнеплейстоценовые отложения (фото В.Г. Трифонова)

Fig. 27. North Tehran active fault in the eastern side of the Kan River valley: thrusting of bedrocks onto the Middle Pleistocene alluvium and that alluvium onto the Late Pleistocene deposits (photo by V.G. Trifonov)

ные долины смещены влево на 25–30 м. В западной части зоны разлома наклон молодой штриховки определяет соотношение взбросовой и сдвиговой компонент как 1/2–1/3.

По Северо-Тегеранскому разлому очевидны четвертичные и местами позднечетвертичные взбросовые и надвиговые смещения (рис. 27) [Tchalenko, 1975; Berberian, 1976, 1977]. Однако на северном краю Тегерана возле Университета Шахид Бехешти по омоложенному сегменту разлома можно предполагать левое смещение на 100+200 м тылового шва среднеплейстоценовой (?) террасы р. Дараке, хотя техногенные изменения ландшафта не позволяют уточнить амплитуду сдвига.

Более выразительные признаки позднечетвертичной активизации демонстрирует разлом Моша, к которому Северо-Тегеранский разлом примыкает на востоке. Разлом Моша протягивается на 175 км в запад-северо-западном направлении. Обычно поднято (взброшено и изредка надвинуто) его северное крыло. Вместе с тем, возле с. Ираа и с. Джавард мелкие притоки р. Ираа систематически смещаются влево, а штриховка на плоскости разлома указывает на примерное равенство взбросовой и сдвиговой компонент.

Восточнее с. Моша, где судя по штриховке взбросовая компонента несколько превосходит сдвиговую, долина оврага, врезанного в поднеплейстоценовые ледниковые и флювиогляциальные отложения, смещена влево на 25 м (рис. 28). К востоку амплитуда сдвига уменьшается до 20 м при одновременном выполаживании разлома и возрастании надвиговой компоненты смещения (см. рис. 28). Поскольку упомянутый овраг врезан в ледниковые отложения, он начал формироваться не раньше 13–10 тыс. лет назад, и соответственно скорость сдвига не может быть меньше 2–2,5 мм/год, а общая средняя скорость перемещений превосходит 3 мм/год. Возможно, именно с этим разломом связано сильнейшее в районе Тегерана землетрясение Рай-Руйан 958 г. [Berberian, 1994].

Возможным восточным продолжением описанной системы левых взбросо-сдвигов является активный разлом восток-северо-восточного простирания, выделенный на Сейсмоктонической карте Ирана [Berberian, 1976, 1977] и названный Н. Уэлманом [Wellman, 1966] Шахрудским. Вдоль него Н. Уэлман отдешифрировал на аэрофотоснимках 14 водотоков, изогнутых влево на величину около 50 м. Юго-восточнее, на востоке Ирана известен субширотный новейший Даште-Байазский разлом, в зоне которого 31 августа 1968 г. произошло землетрясение с магнитудой 7,2 [Tchalenko, Ambraseys, 1970; Tchalenko, Berberian, 1975]. Образовалась зона нарушений шириной до 3 км и протяжённостью 80 км. Вдоль зоны выявлен левый сдвиг до 4,5 м при переменной вертикальной составляющей, которая достигает наибольшей (2,5 м) величины в западной части зоны. Об унаследованности сейсмогенной подвижки свидетельствует расположение в зоне разлома четвертичных и более древних трещин и мелких плиоценовых сдвигов. Измерения, выполненные в 1971–1972 гг. с помощью мекометра выявили растяжение в направлении 54° СВ, т.е. продолжение таких же перемещений.

Более сложный характер молодых смещений выявлен вдоль расположенного между Шахрудским и Даште-Байазским разломами 700-километрового Большекевирского (Дорунехского) разлома. Он образует пологую выпуклую на север дугу, которая в более протяжённой западной части простирается на восток-северо-восток, а в восточной части – на восток-юго-восток. Н. Уэлман [Wellman, 1966] отметил приразломные изгибы водотоков и связал их с левосдвиговыми смещениями. В дальнейшем это было подвергнуто сомнению: по мнению И.С. Чаленко и его коллег, изгибы водотоков связаны с вертикальными подвижками. Однако детальные последующие работы между с. Дорунех и



Рис. 28. Разлом Моша: *a* – левый сдвиг позднеплейстоценовой долины (1–2), дополняемый приразломным изгибом долины (2–3) в 0,5 км восточнее с. Моша; *б* – надвигание вендских доломитов (1) на позднеплейстоценовые гляциальные и флювиогляциальные отложения, полого наклонённые к югу (2) (фото В.Г. Трифонова)

Fig. 28. Mosha fault: *a* – sinistral offset (1–2) and associated bend (2–3) of the Late Pleistocene valley in 0,5 km to the east of village of Mosha; *б* – thrusting of the Vendian dolomites (1) onto the Late Pleistocene glacial and fluvial deposits, gently dipped to the south (2) in 2 km to the east of village of Mosha (photo by V.G. Trifonov)

с. Руштар [Mohajer-Ashjai et al., 1975] показали, что на западе этого отрезка разлом представлен широкой зоной позднечетвертичных левосдвиговых деформаций, в центре регистрируются следы лишь взбросовых и сбросовых подвижек, а восточнее – активного левого взбросо-сдвига. 100-километровый разлом Асадабад ответвляется от Дорунехского разлома на восток-северо-восток и морфологически сходен с его западным отрезком. С разломом Асадабад связано землетрясение 1971 г. с магнитудой 5,5, имеющее надвиговый механизм с небольшой левосдвиговой компонентой.

А.С. Караханян, обследовавший зону разлома в 1998 г., обнаружил в его западной части убедительные признаки молодых левосдвиговых смещений, которые восточнее ответвления Асабадского разлома сменяются правосдвиговыми. По существу, соотношение между сегментами с разным направлением сдвига такое же, как между Восточно-Анатолийским и Памбак-Севанским разломами в Северо-Армянской дуге, и указывает в данном случае на северный дрейф Лутского массива.

Разломы второй, субмеридиональной, системы обрамляют с запада и востока Лутскую впадину. На западном обрамлении это разломы Кух-Банан, Равар, Найбанд и Калмард. Их простирания изменяются от северо-северо-западного и меридионального на юге до северо-северо-восточного на севере. Независимо от таких изменений по разломам имеют место правосдвиговые смещения молодых форм рельефа, которые сопровождаются сбросовой или чаще взбросовой составляющей [Berberian, 1976, 1977; Mohajer-Ashjai et al., 1975; Wellman, 1966]. На восточном обрамлении Лутской впадины отмечены молодые вертикальные смещения [Berberian, 1976, 1977]. Правосдвиговые смещения выявлены в зоне меридионального разлома Джаббар, пересекающего восточную часть Даште-Байазского разлома. Установка крипметра на разломе Джаббар показала постоянное правосдвиговое перемещение в течение первых четырёх месяцев 1972 г.

Характер позднечетвертичных смещений по разломам Центрального Ирана позволяет предварительно оценить направление максимального укорочения земной коры. Оно близко к 35° СВ [Mohajer-Ashjai et al., 1975] и совпадает с направлением сжатия в очагах большинства сильных землетрясений региона [McKenzie, 1972; Nowroozi, 1972]. Активные разломы распределены неравномерно, ограничивая более или менее крупные блоки. Однако наличие таких блоков не искажает существенно однообразия динамической картины. Она отражает отжимание горных масс Ирана к востоку от дрейфующей к северу Аравийской плиты и Малокавказского синтаксиса.

В Северном Иране динамическая обстановка разрывообразования иная: северный дрейф Лутского массива привёл к образованию новейшей структурной дуги Аладаг-Беналуда и в целом Туркмено-Хорасанских гор. По продольным разломам дуги зафиксированы молодые взбросовые и надвиговые смещения. С севера дуга ограничена зоной Главного Копетдагского разлома, по которому выявлены многочисленные активные нарушения [Трифонов, 1976, 1983]. Между гг. Казанджик и Ашхабад они приурочены к двум ветвям северо-западного простирания, кулисно подставляющим одна другую, и параллельным им более мелким разрывам. Обе ветви круто ($40-60^\circ$) наклонены на юго-запад, причём подняты юго-западные крылья. Это говорит о взбросовой компоненте смещений.

Её превосходит в 2–8 раз правосдвиговая компонента. Она выражена резкими изгибами и смещениями пересекаемых речных и овражных долин и местами древних подземных ирригационных галерей (рис. 29). По свидетельству В.М. Массона, их начали сооружать в Туркмении ещё до походов Александра Македонского, т.е. более 2300 лет назад, и продолжали строить и возобновлять до недавнего времени. Отдельные галереи функционируют до сих пор. Некоторые галереи несут следы неоднократных сдвиговых смещений, очевидно, сейсмогенных; их максимальные выявленные амплитуды достигают 10 м. Такая смещённая на 10 м галерея возле с. Пароу обнаруживает признаки трёхкратно разрушения и поновления, что позволяет предположительно оценить индивидуальную сейсмогенную подвижку в 3–4 м, а их повторяемость в 600–800 лет.

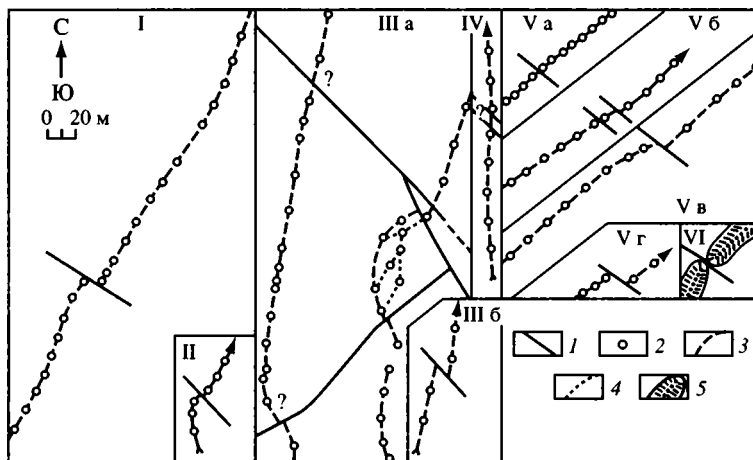


Рис. 29. Правосдвиговые смещения подземных оросительных галерей по Главному Копетдагскому разлому [Трифонов, 1983]

I – между г. Казанджик и с. Ушак; *II* – на левобережье долины р. Адждидере; *III* – юго-восточнее с. Пароу (*a* – западная и центральная системы, *б* – восточная система; центральная и восточная системы древнее западной); *IV* – восточнее с. Пырнуар (молодая система); *V* – вблизи развалин античного города Старая Ниса (система *a* моложе систем *б* и *в*, которые, в свою очередь, моложе системы *з*); *VI* – смещение вала крепости Чугундор (Восточный Копетдаг). *1* – современный разрыв; *2* – колодец оросительной системы; *3* – подземная галерея, соединяющая колодцы; *4* – участок подземной галереи, построенный вместо разрушенного; *5* – вал крепости Чугундор

Fig. 29. Dextral offsets of ancient underground irrigation canals on the Main Copet Dagh fault [Трифонов, 1983]

I – between town of Kazanjik and village of Ushak; *II* – in the left side of the Adji-Dere River valley; *III* – to the SE of village of Parou (*a* – western and central systems, *б* – eastern system; the central and eastern systems are older, than the western one); *IV* – to the east of village of Pymuar (young system); *V* – near ruins of the ancient town of Old Nissa (the system *a* is younger, than the systems *б* and *в*; and all they are younger, than the system *з*); *VI* – offset of the wall of the Chugundor Fortress, Eastern Copet Dagh. *1* – recent fault; *2* – a well of the irrigation system; *3* – underground gallery joining the wells; *4* – segment of the underground gallery, built instead the destroyed segment; *5* – wall of the Chugundor Fortress

К югу и юго-востоку от с. Беурме присутствуют обе главные ветви разлома. Средняя скорость сдвиговых перемещений по южной ветви составляет 1 мм/год, по северной 0,6 мм/год, т.е. в сумме около 2 мм/год по всей зоне.

На непротяжённых участках юго-восточнее с. Искандер и южнее с. Келята зона Главного Копетдагского разлома резко изгибается, простирается на восток-северо-восток и обнаруживает признаки молодых надвиговых перемещений. Возле с. Пароу к разлому с юго-запада причленяются сопряжённые с ним активные левые сдвиги. В районе г. Бахардена и западнее с. Багир от зоны Главного разлома отходят на юго-восток оперяющие её Гермабская и Асельминская правосдвиговые зоны. 50-километровый отрезок Гермабской зоны был активизирован при Гермабском землетрясении 1 мая 1929 г. с магнитудой 7,1. Правосдвиговая подвижка сопровождалась поднятием северо-восточного крыла до 2 м [Tchalenko et al., 1974].

В Асельминской зоне среди развалин античного города Старая Ниса обнаружены молодые правосдвиговые смещения дворцово-храмового комплекса I в. н.э. (на 10 и 15 см по параллельным разлому трещинам), древних оросительных галерей (неоднократные подвижки с максимальным смещением на 10–12 м) и мелких голоценовых оврагов. Голоценовые вертикальные смещения, там где

они есть, не превышают 1 м. С запада основной разлом оперяют два субширотных активных надвига с амплитудой позднечетвертичных смещений до 1 м.

Наиболее сложное сочетание разнонаправленных активных нарушений выявлено юго-восточнее Ашхабада. Здесь есть субширотные надвиги, северо-западные правые и северо-восточные левые сдвиги и даже небольшие зоны сбросов и раздвигов меридионального и северо-восточного простираний [Копп и др., 1964]. Некоторые из них были активизированы при Ашхабадском землетрясении 1948 г. [Рогожин, 1994]. С надвигами, как и в других участках зоны Главного разлома, иногда связаны складчатые деформации [Горелов и др., 1968]. Активные нарушения прослеживаются далее в Восточный Копетдаг вдоль северного края предгорных складок. Разлом северо-восточного склона хребта Гяурдаг наклонён на юго-запад под углами 30–50° и сочетает признаки правого сдвига и надвига.

Если на всём описанном протяжении зоны Главного Копетдагского разлома подвижки по разнонаправленным активным нарушениям указывают на единое примерно меридиональное направление горизонтального сжатия, то в области низких предгорий Восточного Копетдага, как и в Западном Копетдаге, ориентировка разломов и смещения по ним свидетельствует о большем разнообразии динамических условий. Возможно, это связано с наложением на региональную систему разломов локальных систем, обусловленных развитием складок.

Вместе с тем разломы региональной системы подчиняются в Западном Копетдаге той же закономерности, что и в Центральном Копетдаге. Зона Главного разлома продолжается там вдоль северо-восточного склона хребта Большой Балхан. Молодые смещения имеют как взбросовую, так и правосдвиговую составляющие смещений при преобладании последней.

Южнее параллельно зоне Главного разлома протягивается Исак-Челекенская зона [Расцветаев, 1972, 1973]. В ней на северо-восточном склоне возвышенности Сыртланлы обнаружены правосдвиговые смещения голоценовых оврагов до 4 м. Поднято юго-западное крыло разлома, причём вертикальная составляющая смещения меньше сдвиговой в 3–4 раза. Непосредственно к северо-западу от Сыртланлы 20-километровый отрезок Исак-Челекенской зоны был активизирован при Кумдагском землетрясении 14 марта 1983 г. (магнитуда 5,7, глубина гипоцентра 7–8 км). На указанном участке произошла правосдвиговая подвижка до 0,4 м [Трифонов и др., 1986]. Ещё северо-западнее 8 февраля 1984 г. произошло Бурунское землетрясение с магнитудой около 6. При этом землетрясении также возник сейсмогенный разрыв, прослеженный на 10 км. По нему имел место правый сдвиг до 8 см и поднятие южного крыла на ту же или несколько меньшую величину. Исак-Челекенская зона продолжается на северо-запад зоной разломов Апшеронского порога, которая на Большом Кавказе кулисно подставляется эшелонированно построенной зоной активного Главного взброса.

Итак, новейшая структура области взаимодействия Аравийской и Евразийской плит сложилась практически в современном виде к плиоцену. Позднейшие новообразования, если и возникали, то представляли собой лишь детали главных структурных элементов. Сами эти элементы гетерогенны и разновозрастны. Так, Северо-Анатолийская зона разломов в восточной части унаследовала раннекайнозойский сдвиг, а западнее совпала с сутурой мезо-Тетиса, насыщенной ультрабазитами и другими породами офиолитового комплекса. Если на более ранних стадиях коллизии происходили значительные перестройки структурного плана и изменения направлений движения горных масс, то с плиоцена, а на значительной части территории с конца миоцена таких изменений не происхо-

дило, и перестройки структуры были минимальными. Важнейшие плиоценовые структурные элементы развиваются поныне и запечатлены в проявлениях активной тектоники.

Главные черты активной тектоники региона сводятся к следующему. По характеру молодых смещений на границах Аравийской плиты устанавливается её современное движение к северу. Скорость современного движения Аравии относительно соседней части Африканской плиты (Восточного Средиземноморья) вдоль Левантской зоны разломов – не менее 5 мм/год, что несколько уступает скорости четвертичного раздвигания Красноморского рифта (около 10 мм/год). Возможно, часть относительного движения между этими плитами проходит западнее, вдоль континентального склона, а также реализуется в нарушениях, опояривающих Левантскую зону, в Пальмиридах и вдоль Пальмиро-Апшеронского линейaments. Соизмеримые скорости позднечетвертичных правосдвиговых перемещений установлены на северо-восточном обрамлении Аравийской плиты – в восточной части Северо-Анатолийской зоны (около 9 мм/год) и вдоль Главного современного разлома Загроса (5–10 мм/год).

Внутри Альпийского пояса северный дрейф Аравийской плиты трансформируется в два потока литосферных масс. Один из них направлен к западу и проявляется наиболее ярко в правосдвиговых смещениях по Северо-Анатолийской зоне разломов. Второй поток реализуется в меридиональном сжатии и укорочении Малого Кавказа, причём Малокавказская и дополняющая её Талышская дуги активных разломов смещены к востоку относительно выступа Аравийской плиты. Возможно, разделение обусловлено тем, что севернее выступа Аравийской плиты находится литосферный блок Чёрного моря со сравнительно высоко поднятой мантией.

Своеобразным структурным выражением разделения потоков является пересечение Северо-Анатолийской и Восточно-Анатолийской сдвиговых зон на северном фронте Аравийской плиты. Своеобразие этого структурного сочетания состоит в том, что из-за происходящих перемещений в каждой из зон возникают новые ветви, соединяющие смещённые сдвигом участки зоны. Поскольку скорость плиоцен-четвертичного сдвига в Северо-Анатолийской зоне (15–25 мм/год) примерно в 4 раза выше, чем в Восточно-Анатолийской (1–2 мм/год в западной и 4–5 мм/год в восточной ветвях), она смещает Восточно-Анатолийскую зону на существенно большую величину, чем сама смещается Восточно-Анатолийской зоной. Из-за этого блоки литосферы Аравийской плиты, отделяемые новообразованными ветвями Восточно-Анатолийской зоны, причленяются к Анатолийской микроплите и вовлекаются в её западный дрейф.

Меридиональное укорочение Малого Кавказа проявляется в значительной мере в сдвиговых перемещениях вдоль Североармянской дуги активных разломов, что предполагает отток горных масс на запад и восток от области максимального укорочения. Вместе с тем происходит не только укорочение Малого Кавказа, но и его северный дрейф, находящий отражение в активной тектонике более северных зон. На северо-западном фланге Малокавказской дуги отмечается её четвертичное надвигание на сопряжённые структуры Рионской впадины и Дзерульского блока. Восточнее г. Тбилиси северный фронт Малого Кавказа перекрыт надвигами южного склона Большого Кавказа и осадками Куринской впадины. Здесь можно говорить о пододвигании Малокавказской дуги и расположенного перед её фронтом Дзерульского блока (части Грузинской микроплиты) под структуры Большого Кавказа.

Идея крупного глубинного поддвига косвенно подтверждается интерпретацией данных глубинного сейсмического зондирования [Краснопевцева, 1984].

Под надвигами и смятыми в складки осадками западной части Куринской впадины на глубинах около 20 км выделены породы с мантийными скоростями сейсмических волн, под ними – слой с сейсмическими скоростями, характерными для нижней коры, а ещё ниже – мантийные образования. Возможно, высокоскоростные породы под Куринской впадиной смыкаются на юге с ультрабазитами офиолитового комплекса Малокавказской дуги. Северной границей высокоскоростных пород является крутонаклонённое глубинное продолжение Главного надвига Большого Кавказа.

Поскольку последний простирается на северо-запад, наряду с поддвиганием имели место правосдвиговые перемещения. В зависимости от ориентировки разломов преобладают либо взбросо-надвиговая, либо правосдвиговая компоненты движения. Такие же смещения, хотя и меньшей амплитуды, выявлены на северном склоне Большого Кавказа.

На северо-восточном обрамлении Аравийской плиты её дрейф вызывает сжатие и укорочение в северо-восточном направлении. Они проявляются складчатостью и надвиганием во Внешнем Загросе и сдвиговыми перемещениями по разломам Центрального Ирана: левым вдоль субширотных и правым вдоль субмеридиональных разломов. Возможно, на изменение направления сжатия по сравнению с более западными областями влияет ориентировка фланга плиты и отток горных масс от наиболее сжатой Малокавказской дуги к востоку.

На севере Ирана и в Туркмении вновь реконструируется субмеридиональное сжатие и укорочение горных масс. Породы осадочного чехла Копетдага оказываются зажатыми простирающимися на запад (до запад-юго-западного направления) горными цепями Аладаг-Беналуда и простирающейся на северо-запад зоной Главного Копетдагского разлома (современной границы Туранской плиты) и выдавливаются на запад. Это приводит к появлению молодых складок меридионального и северо-восточного направлений на западе Туркмении и в смежной части Южно-Каспийской впадины [Копп, 1979, 1997]. Аналогичное происхождение могут иметь молодые складки западной части Южного Каспия, параллельные восточному флангу Тальшской дуги. Возникновение этой дуги связано с существованием Пальмиро-Апшеронского линеймента, ограничивающего дугу с северо-запада. Линеймент фрагментарно сохранил активность до сих пор, но особенно интенсивно функционировал в конце миоцена, когда обособлял блок Алеппо от основной части Аравийской плиты [Трифонов и др., 1991].

Таким образом, важнейшая исходная причина современного тектогенеза в регионе – северный дрейф Аравийской плиты – в конкретных структурных условиях трансформируется, что выражается изменением ориентировки тектонических напряжений и типов возникающих разрывов и складок. Такие трансформации определяются неоднородностями строения территории и различиями состояния вещества на разных уровнях литосферы, предопределённых, в свою очередь, как предшествующей историей, так и развитием тектонических процессов в плиоцен-четвертичное время.

Завершая обзор активных разломов Аравийско-Кавказского региона, остановимся на разломах окрестностей Аральского моря. Наиболее протяжённое активное нарушение западной части Туранской плиты, прослеженное от Мангышлака почти до р. Амударьи (г. Куня-Ургенч), – зона Центрально-Устюртского разлома запад-северо-западного простираения длиной в 450 км [Nikonov, Sholokhov, 1996]. Как долгоживущее и продолжавшее развиваться на новейшем этапе нарушение, её характеризует взброс южного крыла, выраженный смещением поверхности фундамента и мезозойско-палеогенового чехла и деформацией неогеновых отложений.

Признаки позднечетвертичной активизации представлены фрагментарно. Так, в западной части разлома обнаружены правые смещения четвертичных сухих долин, причём крупные долины смещены на большее расстояние (1–1,2 км), чем мелкие (0,2–0,5 км); они сопровождаются геоморфологически выраженным подъёмом южного крыла до нескольких метров [Никонов, Шолохов, 1995]. Восточнее в ряде мест выявлены оперяющие молодые разрывы типа раздвигов, подтверждающие правый сдвиг. К югу от Центрально-Устьюртской зоны признаки позднеплиоцен-четвертичных правых смещений эрозионной сети выявлены на юго-западном склоне Музбельской новейшей антиклинали. Скорость сдвига оценена А.А. Никоновым и В.В. Шолоховым не менее, чем в 1,6 мм/год. О надвиге олигоценовых слоев на четвертичные отложения на юге Мангышлакского полуострова сообщает В.И. Попков [1992].

Вблизи современного русла р. Амударьи Центрально-Устьюртский разлом затухает и кулисно подставляется столь же крупным новейшим нарушением, начинающимся южнее и протягивающимся на восток-юго-восток как северное ограничение Бухарской ступени фундамента Туранской плиты. В отличие от Центрально-Устьюртского разлома у него поднято северное крыло, хотя амплитуда неоген-четвертичных смещений обычно невелика. Вблизи Амударьи она, как правило, не превышает десятков метров [Пинхасов, 1984].

Данные о сдвиговых перемещениях противоречивы. С одной стороны, их правосторонний характер следует из приводимых В.И. Макаровым [Макаров и др., 1982; Трифонов и др., 1988] данных о сейсмотектонике Газлийских землетрясений 1976 и 1984 гг. с магнитудами более 7 и согласуется с правыми смещениями на юго-восточном продолжении зоны – границе Тянь-Шаня и Таджикской депрессии и долине р. Зеравшана (см. выше). С другой стороны, деформации руин крепостных сооружений V в. до н.э. – VIII в. н.э. в зоне разлома непосредственно на правом берегу Амударьи (Питнякский разрыв) и в зоне параллельного разлома на северо-восточном склоне Султануиздага скорее указывают на левый сдвиг [Nikonov, Sholokhov, 1996]. Такую же деформацию руин древнего сооружения цитируемые авторы выявили на левобережье Амударьи южнее г. Куния-Ургенча в зоне новейшего широтного разлома. На его западном продолжении в устьевой части средневекового русла Амударьи, раскрывавшегося в Сарыкамышскую впадину, деформирован позднечетвертичный аллювий.

Кулисное сочленение двух протяжённых новейших разломных зон запад-северо-западного простирания представляет собой сложный тектонический узел. К югу от него отходит Амударьинский глубинный разлом юго-восточного простирания, следующий вдоль русла Амударьи и разделяющий северо-восточную Чарджоускую и юго-западную Багаджинскую ступени фундамента. Последняя более погружена (до 4 км). Вдоль разлома по краю Чарджоуской ступени протягивается Султансанджарский вал, образованный кулисно расположенными брахиантиклиналями, которые простираются несколько более широтно, чем сам разлом, и осложнены продольными разрывами с левосдвиговыми смещениями эрозионной сети амплитудой до 1 км. Это дало основание предполагать левый сдвиг и по основному глубинному разлому. В 1983 г. при крупном промышленном взрыве на Султансанджарском валу по разлому возникло геодезически зафиксированное левосдвиговое смещение амплитудой в несколько миллиметров [Гохберг и др., 1988].

Погребённая под молодыми наносами новейшая зона разломов выявлена и в самых низовьях Амударьи данными бурения и геофизических работ [Пинхасов, 1984]. Она отходит от упомянутой области кулисного сочленения на северо-запад и, заворачивая на север вдоль современного западного берега реки, до-

стигает Арала. Подошва неоген-четвертичных отложений поднята в восточном крыле зоны на десятки метров. На её северном продолжении, на дне Западного Арала и его северном побережье, А.А. Никонов и В.В. Шолохов выделяют Западноаральско-Иргизский и Джетыгаринский субмеридиональные разломы с признаками правосдвиговых и сбросовых смещений. Севернее Арала подняты их западные крылья. Непротяженные разрывы со сбросовыми позднечетвертными смещениями до 5 м обнаружены на западном берегу Аральского моря [Аристархова и др., 1991].

2.4. АКТИВНАЯ ТЕКТОНИКА ЭГЕЙСКОГО РЕГИОНА

В западной части Северо-Анатолийская зона разломов разделяется на несколько ветвей (рис. 30). Её южные ветви отклоняются к юго-западу и приобретают наряду с правосдвиговой сбросо-раздвиговую компоненту движений, выраженную уступами и трогами в прибрежной части Эгейского моря. Южнее, в восточной части моря, прослеживается несколько параллельных им разломов юго-западного простирания, имеющих, согласно определению механизмов очагов землетрясений, правосдвиговую компоненту перемещений [Pavlides, 1996].

Главная северная ветвь Северо-Анатолийской зоны кулисно подставляется с севера Северо-Эгейской правосдвиговой зоной. На их сочленении развивается впадина pull-apart Мраморного моря. Северо-Эгейская зона пересекает Дарданеллы и продолжается на юго-запад в северную часть Эгейского моря расширяющимся на юг трогом. Сильнейшее известное землетрясение с $M_S = 7,4$ произошло здесь в 1864 г. Скорость правого сдвига вдоль зоны оценивается, по сейсмологическим данным, величинами от 6 до 24 мм/год [Papazachos, Kiratzi, 1996]. Вместе с тем в южной, троговой, части зоны очевидна компонента растяжения.

Активные сбросы, образующие грабены и уступы на границах молодых впадин, широко представлены на обоих побережьях Эгейского моря. На турецком побережье они особенно многочисленны на Мендересском массиве и в его окрестностях, где имеют разнообразные, но чаще других субширотные или юго-западные простирания [Okumura, 1988]. В Греции большинство активных разломов простираются в широтном или запад-северо-западном направлениях и характеризуются сбросовыми смещениями [Seismotectonic map..., 1989], хотя у некоторых разломов, например, Сербо-Македонской зоны северо-западного простирания, обнаружена левосдвиговая компонента смещений [Pavlides, Kiliias, 1987; Pavlides et al., 1990].

Сбросы имеют различное структурное и геоморфологическое выражение в породах разного состава [Pavlides, 1996; Goldsworthy, Jackson, 2000]. В греческой Македонии и Северной Греции наиболее выразительны сбросы района Козани Гревена, впадины Мигдония и северной части п-ова Халкидики [Pavlides, Caputo, 1997; Pavlides, Syrides, 1997]. По ним при землетрясениях в зоне Кавала-Комотины 1829 г. ($M_S > 7$), Халкидики 1932 г. ($M_S = 6,9$) и Козани Гревена 1995 г. ($M_S = 6,6$) возникли сейсмогенные нарушения длиной свыше 12 км [Pavlides, 1996]. В Фессалии, на краях бассейна Ларисса, крупные сбросы выделены на севере – по границам впадины Тирнавос и на юге – во впадинах Василика и Алмирос [Caputo, 1990; Pavlides et al., 1991].

Крупнейшие сбросовые зоны – Фермопилы-Аталанти и Коринфского залива – находятся в Центральной Греции и её границе с Пелопоннесом. Зона Фермопилы –Аталанти, с которой связан грабен, ограничивающий о-в Эвбея с юга, характеризуется скоростями вертикальных движений 1,1–1,3 мм/год по геодезическим данным и 0,8–1,4 мм/год по геологическим данным за поздний голоцен

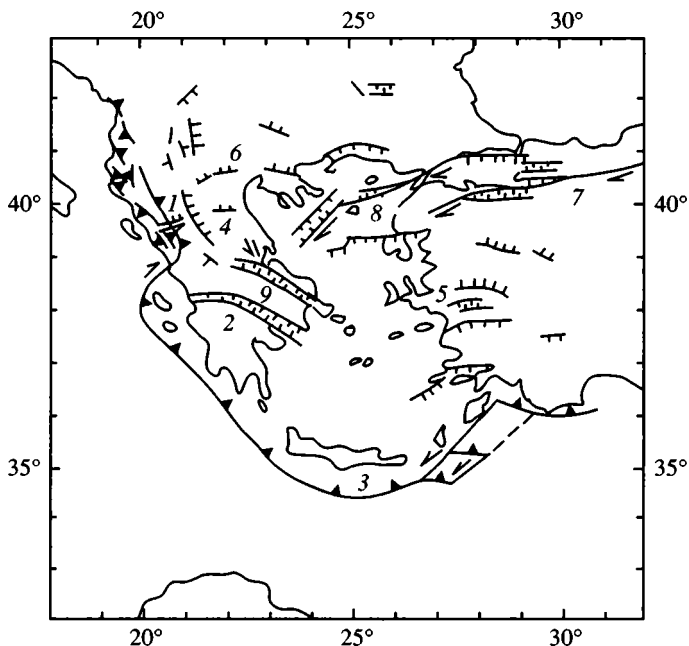


Рис. 30. Активные разломы Эгейского региона

Условные обозначения см. на рис. 10.

Цифры на карте (р. – разлом, з.р. – зона разломов): 1 – Козани-Гревана р., 2 – Коринфского залива з.р., 3 – Крито-Эллинская дуга, 4 – Ларисса р., 5 – Мендересского массива разломы, 6 – Мигдония р., 7 – Северо-Анатолийская з.р., 8 – Северо-Эгейская з.р., 9 – Фермопилы-Аталанти з.р.

Fig. 30. Active faults in the Aegean region

See fig. 10 for the legend. The faults (f.) and fault zones (f.z.), discussed in the text are marked by numerals: 1 – Kozani-Grevena f., 2 – Corinthian Gulf f.z., 3 – Crete-Hellenic arc, 4 – Larissa f., 5 – Menderes Block faults, 6 – Mygdonia f., 7 – North Anatolian f.z., 8 – North Aegean f.z., 9 – Atalanti-Thermopylae f.z.

[Stiros, Rondoyanni, 1985]. Средняя скорость перемещений со среднего плейстоцена могла достигать 2,7 мм/год [Philip, 1974]. По зоне разломов южного берега Коринфского залива сейсмологическим методом скорость поперечного растяжения оценена в 0,8 мм/год [Tselentis, Makropoulos, 1986]. Землетрясения с магнитудами около 7 имели место в зоне Фермопилы-Аталанти в 426 г. до н.э. и в 1894 г. При землетрясении 1894 г. возник сейсмогенный разрыв длиной не менее 25 км. В зоне Коринфского залива 15-километровый разрыв образовался при землетрясении 1981 г. ($M_S = 6,7$). С этим же разломом, возможно, связано землетрясение 551 г. н.э. с магнитудой более 7 [Papazachos, Papazachou, 1989].

Итак, в ориентировке активных разломов Эгейского региона и характере перемещений по ним обнаруживается закономерность. Правосдвиговые перемещения, связанные на севере с Северо-Анатолийской и Северо-Эгейской зонами разломов, сменяются к югу грабенами, сбросами и другими структурами растяжения. Это подтверждают и определения механизмов очагов землетрясений. Согласно сейсмологическим данным скорость субмеридионального растяжения Эгейского региона достигает 10 мм/год [Papazachos, Kiratzi, 1996]. Подобно трещинам в движущемся полузастывшем лавовом потоке структуры растяжения очерчивают дуги, выпуклые к югу (в направлении движения?): на Анатолийском побережье и востоке Эгейского моря они простираются широтно или на запад-юго-запад, а в Греции – широтно и на юго-восток.

Ситуация принципиально изменяется в зоне Крито-Эллинской дуги, где, по сейсмологическим данным, господствуют условия сжатия, поперечного во фронте дуги и косоугольного на её западном и особенно восточном флангах [McKenzie, 1978]. Скорость укорочения в направлении ЮЮЗ–ССВ составляет от 10 до 30 мм/год в разных частях дуги [Parazachos, Kiratzi, 1996]. Выделяется сейсмофокальная зона, протягивающаяся на глубину более 150 км и образованная системой разломов [Le Pichon, Angelier, 1979], которая во фронте дуги южнее Крита имеет кулисное строение (см. рис. 30) [Ковачев и др., 1991]. Здесь происходили сильнейшие в регионе землетрясения (например, землетрясение 1903 г. на острове Китера с $M_S = 7,9$). С движениями по разломам дуги связан её современный подъём, оцениваемый в 2,2–2,7 мм/год [Papadopoulos, 1989] или 3–13 мм/год [Jackson, McKenzie, 1988].

Предлагается следующая модель, объясняющая указанные соотношения [Трифонов, 1999]. Западный дрейф Анатолийской плиты достигает Эгейского региона, но не продолжается дальше на северо-запад, поскольку структуры Динарид зажаты Адриатическим блоком, на который надвигаются Апеннины. В результате Эгейский регион испытывает боковое сжатие, приводящее к его субмеридиональному удлинению. Удлинение к северу ограничено Родопским массивом и происходит в южном, а точнее, юго-юго-западном направлении. При этом оно превышает поперечное укорочение, поскольку его дополнительным источником являются подъём и растекание мантийного диапира, инициированные нарушением континентальной коры, возникшей на более раннем этапе альпийского орогенеза. В процессе растяжения происходит утонение и перерождение коры и формирование морской впадины. Растяжение сопровождается надвиганием перемещаемых масс по Крито-Эллинской дуге – навстречу поддвигу Африканской плиты.

Изложенная модель подтвердилась результатами повторных космогеодезических наблюдений техникой GPS [Drewes, Geiss, 1990; Reilinger, Barka, 1997; McClusky et al., 2000]. Согласно этим данным, западный дрейф Анатолийской плиты приводит к правосторонней деформации в Северо-Анатолийской зоне со скоростями 20–25 мм/год. Острова Эгейского моря смещаются на юго-юго-запад на 6–8 мм/год быстрее, чем Анатолийская плита, что связано с предполагаемым влиянием мантийного диапира. Встречный дрейф Африканской плиты относительно Европы не превышает 5–7 мм/год, т.е. существенно уступает скорости надвигания по Крито-Эллинской дуге. Итоговое сближение Евразийско-Анатолийских и Африканских горных масс достигает здесь 40 мм/год. Палеомагнитное изучение эоцен-олигоценых и миоценовых отложений показало, что подобный процесс происходил с конца миоцена и привёл к удлинению Эгейского региона на 200–300 км, т.е. на треть первоначальной ширины [Le Pichon, Angelier, 1979; Angelier et al., 1982].

2.5. АКТИВНЫЕ РАЗЛОМЫ КАК ГЕОЭКОЛОГИЧЕСКИЙ ФАКТОР

2.5.1. Воздействия активных разломов на среду обитания человека

Воздействия активных разломов на среду обитания человека многообразны. Их можно классифицировать исходя из разных принципов. По генетическому принципу, т.е. характеру процессов, оказывающих такие воздействия, они подразделяются на деформационные, вулканические, геофизические и геохимические, причём в каждой из выделенных групп присутствуют прямые и вто-

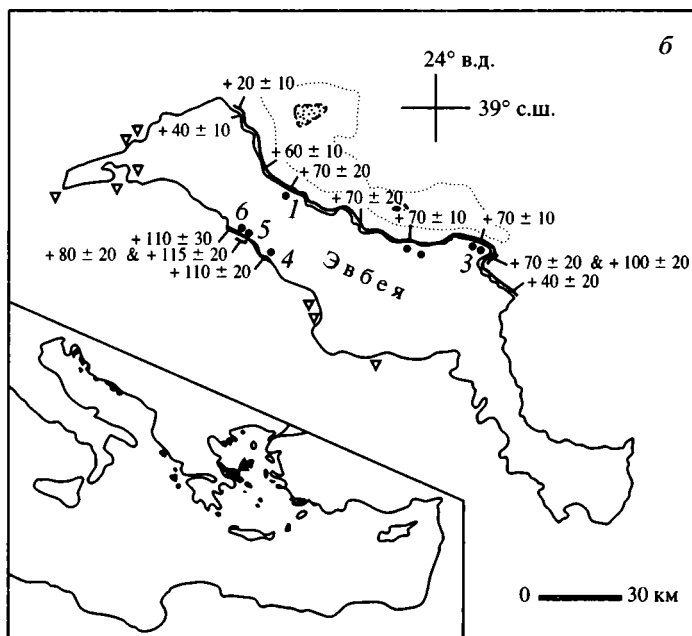
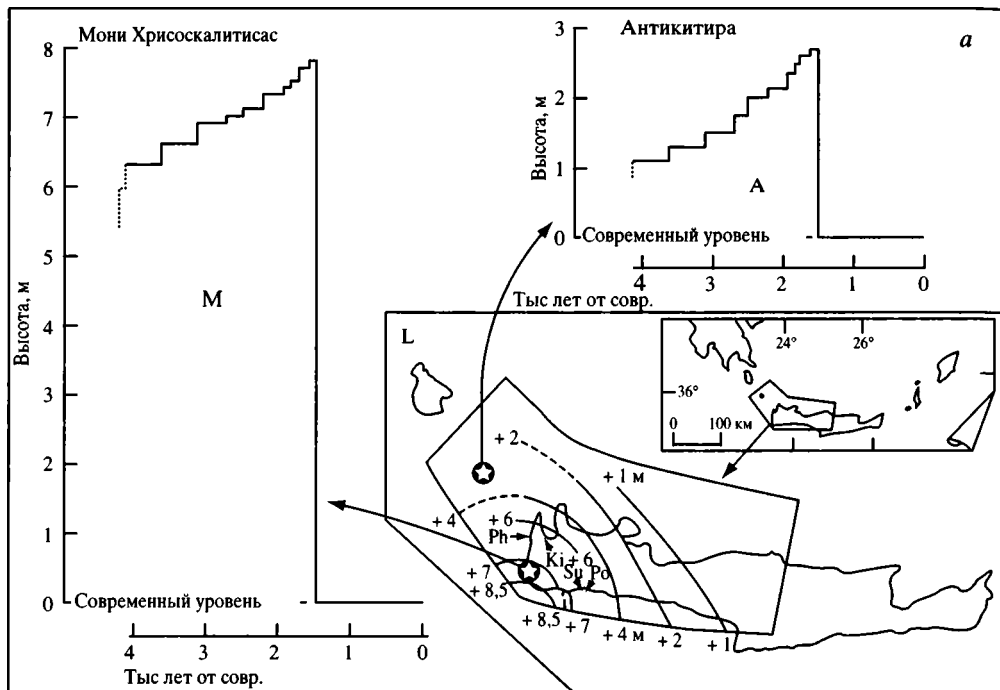


Рис. 31. Изменения береговых линий в результате землетрясений

a – подъем побережий Крита в результате землетрясения 365 г. н.э., в м [Pirazzoli, 1986]

М, А – позднеголоценовые вариации уровня моря: *М* – в Мони-Хрисоскалитисас на юго-западе Крита, *А* – на о-ве Антикитира. *Ки* – Кисамос, *Ph* – Фаласарна, *Л* – Лиссос, *Su* – Суя, *Ро* – Поесилассус

ричные (производные) эффекты. Последние бывают интегральными, т.е. зависят от нескольких исходных процессов и явлений, и не всегда можно однозначно установить, какому из них принадлежит ведущая роль. По объектам воздействия различаются эффекты, оказывающие влияние на ландшафт, хозяйственную деятельность, биоту, жизнь и здоровье человека. Они могут быть положительными или отрицательными или сложным образом сочетать то и другое.

Наконец, различаются воздействия кратковременные (импульсные) и длительные, порою не ощутимые при жизни одного поколения. Но именно такие длительные воздействия, изменявшиеся с разной периодичностью, иногда превосходящей время существования человека и по отношению к нему воспринимаемые как направленные или квази-постоянные, оказали наибольшее воздействие на становление и развитие человечества, миграцию, расселение и хозяйственную деятельность племён и народов, судьбу культур и государств.

Важнейшие проявления активности разломов, напрямую воздействующие на жизнь и деятельность людей, – сильные землетрясения. Их значение особенно велико для территории Восточной Ойкумены, больше половины которой занимают области высокой сейсмичности. Наибольшие разрушения и жертвы от землетрясений прямо или косвенно связаны с колебаниями грунта. Поскольку воздействиям сильной сейсмичности на население и историческое развитие Восточной Ойкумены посвящён раздел 3.3, здесь остановимся лишь на деформационном эффекте сильных землетрясений и связанных с ними экзогенных явлениях.

Сейсмогенные деформации земной поверхности уже упоминались при описании активных разломов (см. разделы 2.2–2.4). Наибольшие экологические и экономические последствия имели деформации береговых линий, возникающие при вертикальных сейсмогенных смещениях. В дополнение к гибели людей и разрушению объектов жизнеобеспечения они делали непригодными существовавшие гавани и портовые сооружения, надолго, а местами навсегда нарушая жизнь прибрежных поселений. Так, при сильнейшем землетрясении 365 г. н.э., гипоцентр которого располагался юго-западнее Крита в Крито-Эллинской сейсмофокальной зоне, юго-западный берег острова был поднят на высоту до 9 м, тогда как северный берег местами испытал небольшое опускание [Pirazzoli, 1986] (рис. 31, а).

Сейсмогенное происхождение, вероятно, имеют и деформации береговых линий о-ва Эвбея у восточных берегов Греции [Pirazzoli, 1996] (рис. 31, б). Юго-западный берег острова, где смещения местами достигают 2 м, расположен на продолжении крупнейшей зоны активных сбросов Формопилы–Аталанты. В связи с активностью этой зоны уместно напомнить, что во время Греко-Пер-

б – изменения береговой линии о-ва Эвбея у восточных побережий Греции, в см [Pirazzoli, 1996]

Утолщённая линия – побережья с единичным эпизодом воздымания; двойная утолщённая линия – побережья с двумя эпизодами воздымания; точки – подводные уступы у берегов Эвбея; залитые кружки – места отбора радиоуглеродных проб, треугольники – затопленные археологические объекты

Fig. 31. Coastal line changes because of earthquakes

а – Block of the southwestern Crete which was uplifted and tilted during the 365 AD earthquake, with elevation contours of the upheaval measured in meters [Pirazzoli, 1986]

М, А – Late Holocene relative sea-level variations: М – in Moni Khrisoskalitissas, south-western Crete, А – in Antikythira island. Ки – Kisamos, Ph – Phalassarna, L – Lissos, Su – Suia, Po – Poecilassus

б – Location of Late Holocene crustal displacements observed in Euboea Island near the eastern coast of Greece [Pirazzoli, 1996]

Heavy line: occurrence of a single elevated shoreline; double heavy line: two superimposed elevated notches; the amount of present-day emergence is indicated in centimeters; dots: underwater scarps near the Euboea coast; filled circles: location of dated samples; triangles: location of submerged archaeological remains

сидской войны V в. до н.э., когда отряд Леонида удерживал Формопильский перевал, он был единственной дорогой на юг к Пелопоннесу, поскольку скала, ограничивающая перевал с востока, другой стороной обрывалась в море, достаточно глубокое, чтобы быть непроходимым для пехоты, конницы и боевых колесниц. Сейчас основание скалы поднято над уровнем моря на десятки сантиметров и отделено от берега 100-метровой полосой пляжа.

Примеры сейсмогенных деформаций береговой линии многочисленны на побережьях Эгейского моря [Stiros, 1995]. Их дополняют случаи заполнения древних бухт наносами впадающих рек, в чём вертикальные тектонические движения, в частности сейсмогенные, также могли сыграть свою роль. Так было с древней Троей и античным Эфесом [Селиванов, 2000]. Троя, построенная в середине III тысячелетия до н.э. как порт у южного входа в Дарданеллы, уже во время Троянской войны (первая половина XIII в. до н.э.) отделялась от моря полосой суши, а сейчас отстоит от берега на 5 км. Эфес, бывший портом в I тысячелетии до н.э., сейчас удалён от моря на 4 км. Седиментогенные и тектонические изменения затрудняют выявление эвстатических колебаний уровня Средиземного моря, также имевших место в историческое время. Проще в этом смысле Черное и Азовское моря, где проявления тектонических движений исторического времени более локальны [Nikonov, 1996; Никонов, 1998; см. также раздел 7.2].

В ряде случаев выявленные вертикальные смещения исторического времени были результатом не столько сейсмических импульсов, сколько медленных непрерывных движений (крипа). С такими движениями, вероятно, связано голоценовое проседание северной части дельты Нила по субширотной флексурной зоне, прослеженной от лагуны Идку непосредственно к востоку от г. Александрии до северной части Суэцкого канала; скорость опускания составила 1–5 мм/год [Warne, Stanley, 1995]. Криповые подвижки зафиксированы в Сурхоб-Илякской зоне на южной границе Тянь-Шаня (см. раздел 2.2) и в зоне взброса на южном крыле Карамарьянской антиклинали на южном склоне Большого Кавказа (см. раздел 2.3), а также на юге Бушерской антиклинали на восточном берегу Персидского залива (см. гл. 5). Преимущественно крипу обязана своим воздыманием и антиклиналь между Шушем и Ахвазом в Месопотамском прогибе севернее Персидского залива, где ирригационный канал сасанидской эпохи поднят на 10 м [Лис, 1957]. Вместе с тем далеко не всегда подобные антиклинали, нередко с надвигами и взбросами в ядре или на крыльях, испытывали только медленные перемещения: Р. Йетс [Yeats, 1986] привёл примеры сейсмогенных подвижек по таким нарушениям.

Как медленные, так и импульсные (сейсмогенные) перемещения по разломам, накапливаясь, приводили к образованию специфических форм рельефа, обусловивших в ряде случаев пути миграции, расселение и хозяйственную деятельность тех или иных человеческих сообществ.

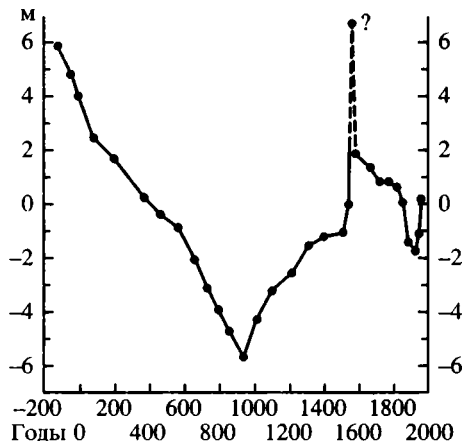
Известны случаи локальных вертикальных перемещений, никак не связанных с разломами. Наиболее ярким примером такого рода, известным ещё со времён Ч. Лайеля, являются подъёмы и опускания земной поверхности в районе вулкана Сульфатара западнее г. Неаполя. Они проявились затоплением и осушением храма Сераписа, расположенного в современном городке Пиццуоли и построенного во II в. н.э. Как правило, эти движения, проанализированные А.А. Никоновым [1979], были связаны с проявлениями активности вулкана, но в 1980-х годах произошёл быстрый подъём района г. Пиццуоли на 0,6 м (рис. 32), нарушивший его портовые сооружения, но не сопровождавшийся активизацией вулкана.

Рис. 32. Кривая изменения уровня моря по затоплению и осушению храма Сераписа в Пиццуоли, вулкан Сольфатара западнее Неаполя [Никонов, 1979; с дополнением В.Г. Трифонова]

Храм был построен в 105 г. до н.э. Гралбился в IV и VI вв., т.е. в это время ещё находился над уровнем моря. Затем опустился до $-6,3$ м. В X в. стал подниматься. Испытал импульс подъёма при извержениях 1500 и 1538 гг. В 1822 г. снова стал уходить под воду. С середины 1969 г. по 1972 г. поднялся почти до уровня моря. Затем наступила стабилизация, прервавшаяся подъёмом на 0,6 м в 1980–1984 гг.

Fig. 32. Curve of sea level changes interpreted by submerging and drying of the Serapys Temple in Pizzuoli, the Sulphatara volcano to the west of Naples, by [Никонов, 1979] with V.G. Trifonov's additions

The temple was built in 105 BC. It was rubbed in IV and VI centuries AD, i.e. it was over sea level that time. Later it subsided up to $-6,3$ m. In X century it began to rise and was subjected to additional uplift pulses during eruptions of 1500 and 1538. In 1822 the temple subsided under water again, but from a middle of 1969 up to 1972 it was risen almost up to the sea level. Later it was in stable position, but in 1980–1984 was uplifted to 0,6 m



Крупномасштабные вертикальные перемещения, длительные и оказавшие значительное влияние на расселение и хозяйственную деятельность обширных районов Азии, зафиксированы в Гималаях, на Тибете, его северном и западном обрамлениях. Современная скорость воздымания, по данным повторных нивелирных наблюдений 1959–1961 и 1980–1981 гг. [Zhang Quinsong et al., 1991], достигает в Куньлуне 1–7 мм/год, а на северо-восточной окраине Тибета – 3–4 мм/год. Она возрастает от 1–8 мм/год на севере до 5–11 мм/год на юге плато, вблизи Гималаев, составляя в среднем для Тибета 5,8 мм/год. Гималаи поднимаются ещё быстрее. О том, что процесс протекал интенсивно в предшествовавшие эпохи голоцена и конца плейстоцена, свидетельствует тот факт, что изученные в бассейне Ньянгчи на левобережье Брахмапутры озёрные отложения, которые имеют радиоуглеродный возраст около 36 тыс. лет и, судя по составу и палинологии, формировались на высотах не более 1500–2000 м, сейчас подняты ещё на 900–1400 м [Музраева, 1991]. Амплитуда воздымания Южного Тибета с конца среднего плейстоцена оценена в 1700 м [Min Longrui, Yin Zhanquo, 1991]. За последние 20 тыс. лет поднятие хребтов Памира и Центрального Тянь-Шаня составило 150–200 м, а их предгорий – 20–50 м [Развитие..., 1993].

Воздымание Гималаев, Тибета и соседних горных сооружений, происходившее в позднем плиоцене и квартере неравномерно, но в целом с ускорением [Zhu Yunzhu et al., 1991], явилось преградой для тёплых и влажных индоокеанических муссонов. Это привело к аридизации Тибета и более северных областей Средней и Центральной Азии, что имело ряд важных для нашего рассмотрения следствий. Во-первых, масштабы позднплейстоценового оледенения в регионе оказались более скромными, чем ранне-среднплейстоценового [Додонов, 2002]. Преобладали каровые, горно-долинные ледники и местами ледники подножий. Во-вторых, земледелие в Средней и Центральной Азии в условиях существенного иссушения вынуждено было опираться на ирригацию, и масштабы его испытывали заметные временные вариации в зависимости от климатических изменений (см. раздел 1.3.7). К этому следует добавить, что эти высочайшие горные сооружения затрудняли контакты между двумя важнейшими сосед-

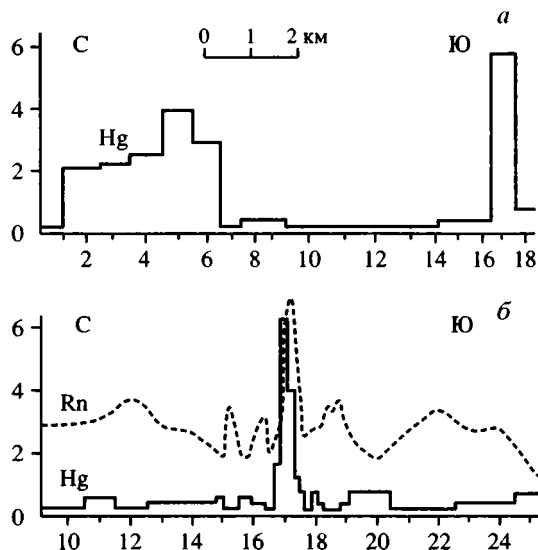


Рис. 33. Аномальные содержания ртути и радона в зонах Таласо-Ферганского разлома, Центральный Тянь-Шань (а) и Чонкурчакского разлома, Северный Тянь-Шань (б), по данным А.В. Абдуллаева [Трифонов, 2001]

По горизонтальной оси точками показаны пункты измерений поперёк разломов; по вертикальной оси – содержания ртути (в 10^{-12} г/л) и радона (в условных единицах). Зона Чонкурчакского разлома неширока, и аномальные содержания почти совпадают с его выходом на поверхность; небольшой сдвиг пиков аномалий друг относительно друга может быть обусловлен тем, что разлом наклонён, и радон поступает на поверхность с большей глубины, чем ртуть. Зона крупнейшего Таласо-Ферганского разлома шире, и её раздробленная центральная часть промывается водой. Поэтому аномальные содержания ртути приурочены к краям зоны, тогда как в центре они близки к фоновым

Fig. 33. Abnormal concentrations of mercury and radon in the Talas-Fergana fault zone, Central Tien Shan (a), and the Chonkurchak fault zone, Northern Tien Shan (b), by the A.V. Abdullaev's data [Трифонов, 2001]

Points in the horizontal axis show sites of measurements and contents of mercury (in 10^{-12} g/l) and radon (in conditional units) are shown in the vertical axis. In the narrow Chonkurchak fault zone the abnormal concentrations are fixed near its exposition. The fault dips to the south and small difference in location of the anomalies probably depends on the larger depth of the radon mobilization relative to the mercury one. The Talas-Fergana fault zone is wider. Its central destructed part is drained by water and is characterized by normal or slightly lowered mercury contents. Its high concentration is characteristic for marginal parts of the zone

ними центрами цивилизаций – индийским и китайско-центральноазиатским, обусловив их относительную культурную изоляцию.

Перемещения по активным разломам вызывали вторичные экзогенные эффекты. Это, прежде всего, явления катастрофически быстрой гравитационной аккумуляции (оползни, обвалы, сели), а также карста и эрозии поверхности. Связь оползней и обвалов с активными разломами наиболее очевидна в тектонически подвижных областях, широко представленных на рассматриваемой территории, и проявляется при сильных землетрясениях (см. раздел 6.2.3). Здесь сказываются и общая контрастность рельефа, обуславливающая накопление на склонах больших объёмов рыхлых осадков, и повышенная трещиноватость зон разломов, и, как следствие, их повышенная обводнённость, и, наконец, эффект сейсмической вибрации и нарушение равновесия склонов из-за подвижек при землетрясениях.

Повышенная трещиноватость и деструкция горных пород в активных зонах усиливали их эрозию. Поэтому они обычно выражены в рельефе линейными понижениями, к которым нередко приурочены долины рек и ручьёв. Эта особенность зон активных разломов издавна использовалась людьми, сделавшими такие зоны трассами коммуникаций, сухопутных или водных. Вдоль них в древности проходили караванные пути и располагались поселения, служившие пунктами обмена товарами и информацией. Но вместе с тем эти пути были источниками военной опасности, и именно на них ранее всего возникли фортификационные сооружения.

С повышенной трещиноватостью активных зон и смещениями по разломам, нарушавшими естественный наземный и подземный сток, связана приурочен-

ность к ним источников подземных вод – другому важнейшему фактору расселения и прокладки коммуникаций, особенно в аридной области.

Особенности динамики подземных вод в зонах активных разломов в значительной мере определили появление геохимических и некоторых геофизических (гравитационных, электромагнитных и тепловых) аномалий. В 1988 г. и в меньшем объёме в последующие два года выполнялся международный аэрокосмогеологический эксперимент «Тянь-Шань-Интеркосмос-88», целью которого было выявить и оценить современную активность зон разломов этого региона с помощью всех доступных аэрокосмических средств и с синхронным использованием геолого-геоморфологических, геофизических, геохимических и геодезических методов наземного наблюдения [Трифонов, Макаров, 1989]. В зонах разломов были обнаружены магнитные аномалии, испытывавшие кратковременные вариации, и гидро-геохимические аномалии.

На рис. 33, по данным А.В. Абдуллаева, представлено содержание ртути и радона вдоль поперечных профилей через активные зоны Чонкурчакского взброса в Северном Тянь-Шане и крупнейшего Таласо-Ферганского сдвига в Центральном Тянь-Шане. В Чонкурчакской зоне пики содержания радона и ртути обнаружены вблизи выхода разлома на поверхность, причём пик радона несколько смещён к югу, в сторону надвинутого крыла, что может свидетельствовать о его поступлении на поверхность с больших глубин, чем ртути. В осевой части Таласо-Ферганской зоны, более мощной и длительно развивающейся, отмечено снижение концентрации ртути по сравнению с фоновым, вероятно, из-за высокого дренажа. Её повышенные концентрации приурочены к краям зоны.

Особенно интересными оказались результаты биогеохимического опробования люцерны с однотипных полей на Файзабадском разломе (сегмент Сурхоб-Илякской активной зоны на южном фланге Тянь-Шаня), в зоне соседнего слабо активного разлома и вне таких зон [Лукина и др., 1991]. Оказалось, что в зоне разлома трава содержит тяжелых металлов (Fe, Mn, As, Zr, Nb) в 1,5–2 раза больше, чем на удалении от разлома (табл. 2).

Более разнообразные определения геохимической специализации были сделаны А.С. Караханяном на профиле через разлом Спитакского землетрясения 1988 г. в Северной Армении (см. рис. 23) через несколько лет после этого сейсмического события. В одних и тех же пунктах наблюдений определялись содержания элементов в горных породах, почве и растениях (рис. 34–36). Частично выявленные изменения связаны с общими различиями состава пород крыльев разлома: северное (вброшенное) крыло сложено более мафическими образованиями, обязанными присутствию пород офиолитового комплекса мезо-Тетиса, а в южном крыле широко распространены верхнемеловые

Таблица 2. Содержание тяжелых металлов в люцерне полей, расположенных на южной границе Тянь-Шаня в зоне активного разлома и вне её [Лукина и др., 1991]

Положение поля	Содержание элементов (ppm)			
	Mn	As	Zr	Nb
Файзабадский активный разлом	880	32	10	18
Ходжа-Обигармский слабоактивный разлом	340	16	8	5
Вне активных разломов	250	13	0	0

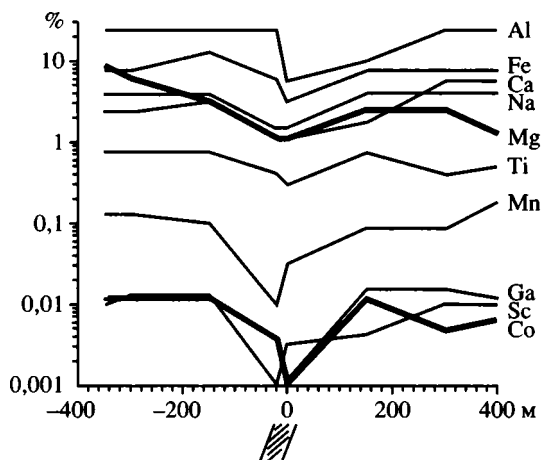


Рис. 34. Изменения содержания различных химических элементов в горных породах поперёк простирания разрыва Спитакского землетрясения 1988 г. юго-западнее г. Спитак (составил А.С. Караханян)

Fig. 34. Changes of different chemical element contents in rocks across the Spitsak 1988 earthquake rupture to the SW of town of Spitsak (compiled by A.S. Karakhanian)

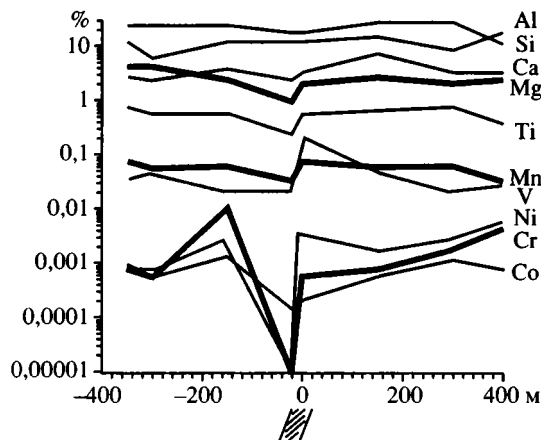


Рис. 35. Изменения содержания различных химических элементов в почве поперёк простирания разрыва Спитакского землетрясения 1988 г. юго-западнее г. Спитак (составил А.С. Караханян)

Fig. 35. Changes of different chemical element contents in soils across the Spitsak 1988 earthquake rupture to the SW of town of Spitsak (compiled by A.S. Karakhanian)

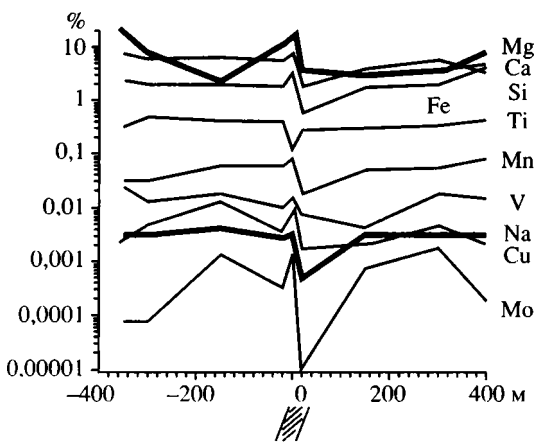


Рис. 36. Изменения содержания различных химических элементов в растительности поперек простирания разрыва Спитакского землетрясения 1988 г. юго-западнее г. Спитак (составил А.С. Караханян)

Fig. 36. Changes of different chemical element contents in plants across the Spitsak 1988 earthquake rupture to the SW of town of Spitsak (compiled by A.S. Karakhanian)

карбонаты. Поэтому в северном крыле повышено содержание Mg и Fe, а в южном – Ca. Эти различия от пород к почвам и растениям сглаживаются, а для Ca и вовсе пропадают.

На фоне указанных различий в крыльях разлома обнаружены возрастные концентраций ряда элементов с приближением к разлому и их падения на



Рис. 37. Аномальные содержания анионов Cl^- и SO_4^{2-} в донных осадках и метана в поверхностных водах оз. Севан [Karakhanian et al., 2001]

1–4 – содержание аниона Cl^- в мг/100г: 1 – >100 , 2 – 50–100, 3 – 30–50, 4 – <30 ; 5 – 1–4 – пункты 1–4, где обнаружено аномально высокое выделение метана; в пункте 3, кроме того, по данным М.А. Сатяна, содержание аниона SO_4^{2-} в донных осадках достигает 300 мг/100г; 6 – активный разлом

Fig. 37. Abnormal concentrations of the Cl^- and SO_4^{2-} anions in bottom sediments and CH_4 in sufficial waters of the Sevan Lake [Karakhanian et al., 2001]

1–4 – contents of the Cl^- anion (mg/100g): 1 – >100 ; 2 – 50–100; 3 – 30–50; 4 – <30 ; 5 – sites 1–4 with abnormally high CH_4 concentrations; accordind to the M.A. Satian's data, the site 3 is also characterized by high (up to the 300 mg/100 g) concentration of the SO_4^{2-} anion; 6 – active fault

расстоянии в десятки метров от его выхода на поверхность. Эти аномалии связаны с повышенной трещиноватостью зоны разлома, притоком глубинных минерализованных вод и её повышенным дренажом метеорными водами. Непосредственно вблизи выхода разлома на поверхность понижается содержание Na, Mn, Co, Se и Ga. Слабее такое понижение выражено у Fe и Ti. Дефицит Co уменьшается от пород к почвам. При общем дефиците Mn над разломами отмечается слабый пик его содержания в растениях приразломной части взброшенного крыла. Недостаток Na возрастает от пород к растениям.



Рис. 38. Заболевания деревьев в зонах активных разломов Армении (фото А.С. Караханяна)
Fig. 38. Sick trees in active fault zones of Armenia (photo by A.S. Karakhanian)

Появляется он и в содержании Si. Вместе с тем подвижность некоторых элементов в породах и почве приводит к обогащению ими растений. Так, понижение содержания Mg и Ca в породах и почвах зоны разлома сменяется пиком их количества в растениях. Напротив, повышенное содержание V в породах приразломной части опущенного южного крыла сменяется понижением его количества в растениях.

Большая часть перечисленных элементов поступает или удаляется из зоны активного разлома в результате водного и гравитационного переноса терригенного материала или в качестве положительных ионов в поверхностных и подземных водах. Радон, весьма типичный для активных разломов, является компонентой глубинных флюидно-газовых эманаций. В их составе на поверхность поступают и отрицательные ионы. Повышенные содержания Cl и иона SO_4 были обнаружены в современных донных осадках Севана в зоне Ханарасарского разлома, ответвляющегося от Памбак-Севанской зоны на юго-восток на п-ове Артенис (рис. 37). Максимальное содержание Cl превосходит 1 мг/г, а иона SO_4 достигает 3 мг/г [Асланян, Сатиян, 1987; Karakhanian et al., 2001]. В некоторых участках озера, также тяготеющих к активным разломам, выявлены интенсивные эманации метана.

Указанные геохимические аномалии оказывают патогенные воздействия на живые организмы и, в частности, человека. В некоторых зонах крупных активных разломов Армении отмечен гигантизм дождевика *Calvania* sp. и плодов грецких орехов. Наблюдались болезненные деформации древесных стволов леха *Elaeagnus orientalis*: венцеобразные повреждения, искривления и утолщения прикорневой части (рис. 38). Показательно, что эти утолщения внешне аналогичны тем, которые наблюдались на улицах Еревана с повышенной плотностью

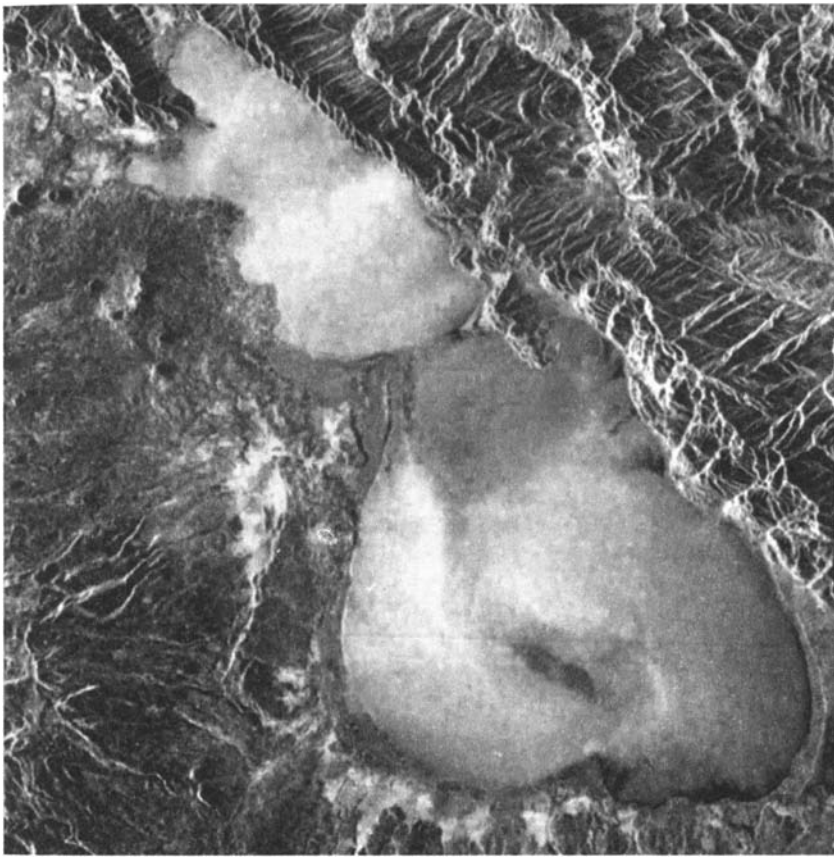


Рис. 39. Космическое изображение оз. Севан в 1977 г., демонстрирующее интенсивное распространение планктона после искусственного понижения уровня озера на 16 м

Fig. 39. Space imagery of the Sevan Lake in 1977, showing high content of plankton after artificial subsidence of the lake level to 16 m

транспортного потока. У жителей с. Вардадзор, расположенного в зоне разлома Камо на юго-западном побережье Севана, особенно широко распространены зубные болезни. Они явились следствием использования обогащенных фтором вод из подземных источников активной зоны.

Воздействия активных разломов на живые организмы подвержены временным колебаниям, и их показателем могут служить изменения сейсмичности. Так, со строительством и введением в действие Разданского гидроузла в 1938 г. началось и с 1950 по 1963 г. происходило особенно интенсивно падение уровня Севана. В итоге оно достигло 16 м. По мнению специалистов, именно с этим было связано резкое возрастание количества планктона в озере, наблюдавшееся во второй половине 70-х годов (рис. 39–41). Однако в 1979 г., при том же и даже немного более низком уровне озера, содержание планктона резко упало. Это коррелирует с возрастанием слабой сейсмичности, предшествовавшим Спитакскому землетрясению 1988 г. [Karakhanian et al., 2001]. Отразившаяся в ней активизация разломов могла вызвать усиление глубинных эмонаций, губительных для планктона. Вероятно, с ними был связан также массовый мор озёрной рыбы в 1984 г. После Спитакского землетрясения слабая сейсмич-



Рис. 40. Космическое изображение оз. Севан в 1990 г., демонстрирующее существенное уменьшение загрязнения озера планктоном по сравнению с 1977 г. несмотря на то, что его уровень остался практически неизменным

Fig. 40. Space imagery of the Sevan Lake in 1990, showing decrease of the plankton concentration relative to 1977, although the lake level had not been essentially changed

ность упала, и содержание планктона вновь возросло, почти достигнув уровня 1976–1978 гг.

Возможно, такой же временный характер имеет двукратное (с 0,035 мU/мг в контрольных образцах вне зоны разлома до 0,072 мU/мг) возрастание в зоне Спитакского сейсморазрыва после 1988 г. показателя PAL-активности кустарника *Astragalus penduliflorus* (рис. 42). Этот показатель характеризует содержание в растении фенилаланина аммония – фермента, вырабатывающего в растении цепь антистрессовых реакций. На патогенное воздействие сейсмического события 1988 г. указывают и данные Х. Егязаряна о распределении больных врожденной глаукомой в Спитакском административном районе. До землетрясения на территорию, позднее ставшей его плейстосейстовой областью, приходилось 60,7% от общего числа больных, а после землетрясения их стало 74,6%.

На восточном окончании зоны Памбак-Севанского активного разлома (северо-восточное побережье Севана) у 72% обследованных ящериц *Lacerta valentini* отмечено ненормальное строение черепа в теменной и височной частях, а

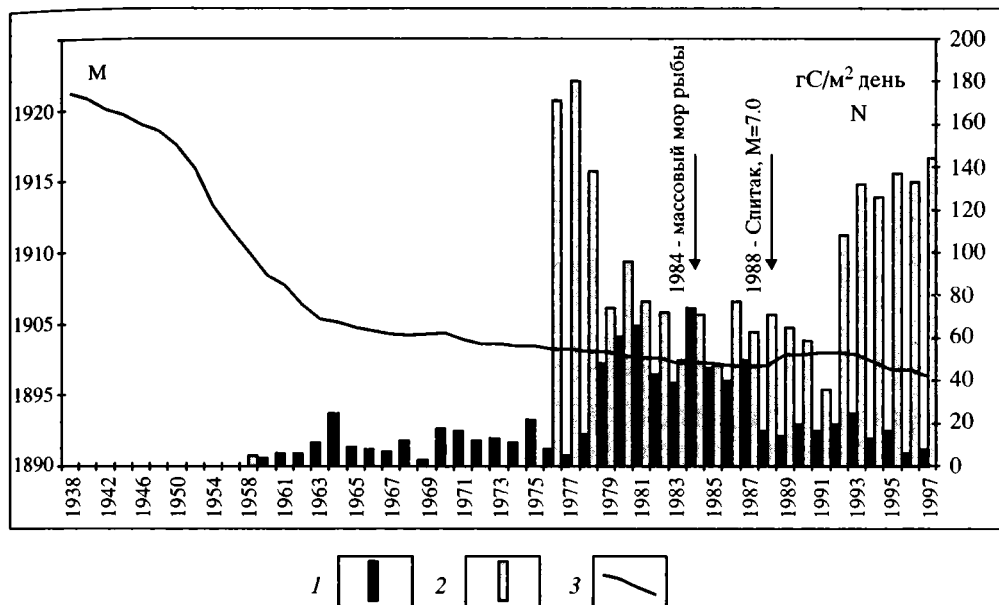


Рис. 41. Гистограмма сопоставления количества планктона в оз. Севан, резко возросшего в 1976 г. и затем упавшего, с числом землетрясений в год, фиксируемым с 1959 г.; 1984 год отличался пиком сейсмичности и массовым мором рыбы в озере [Karakhanian et al., 2001]

1 – количество землетрясений N; 2 – содержание планктона, $гС/м^2$ в день; 3 – кривая изменения уровня Севана, м

Fig. 41. Correlation of number of earthquakes per year from 1959 and plankton contents in the Sevan Lake, which increased essentially in 1976 and later decreased; 1984 was characterized by seismic maximum and sharp decrease of the plankton content as well as plague of fish in the lake [Karakhanian et al., 2001]

1 – number of earthquakes N; 2 – content of plankton, gs/m^2 per day; 3 – curve of the lake level changes, m

также костей области анального отверстия [Асланян и др., 1999], что может указывать не только на изолирующий для популяции эффект развития активного разлома, но и на его мутагенное воздействие.

Эта проблема была исследована Н.Н. Воронцовым и Е.А. Ляпуновой [1984; Vorontsov, Lyapunova, 1984]. При изучении генетических характеристик слепушей надвида *Ellobius talpinus* они выявили участки с большим процентом особей, отличающихся от нормальных мутантными кариотипами. Указанный надвид, распространённый от юга Украины до Большого Хингана, представлен основными видами: *E. talpinus* s. str. (хромосомные характеристики $2n = NF = 54$) на западе и *E. tancrei* ($2n = 54$; $NF = 56$) и *E. alicus* ($2n = 52$; $NF = 56$) на востоке. В Сурхобской зоне активных разломов на границе Памира и Тянь-Шаня, которая по существу является современной северной границей Индийской и Евразийской плит [Трифонов, 1983], и в меньшей степени в зонах активных разломов района оз. Чатыр-Кель на Тянь-Шане выявлены многочисленные формы с робертсоновскими транслокациями $2n = 32-52$ (рис. 43).

Обратив внимание на приуроченность высокой изменчивости хромосом к крупнейшей сейсмически активной зоне, Н.Н. Воронцов и Е.А. Ляпунова обобщили данные о других случаях подобной изменчивости слепушей. Все они оказались приуроченными к активным зонам с интенсивностью сейсмических со-

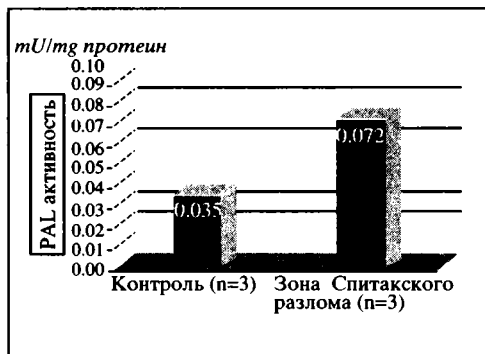


Рис. 42. Диаграмма изменения показателя PAL (phenylalanine ammonia lyase) у кустарника *Astragalus penduliflorus* в зоне Спитакского сейсморазрыва после землетрясения 1988 г. по сравнению с контрольным образцом (содержание протеина в mU/mg при $n = 3$) (составил А.С. Караханян)

Fig. 42. Diagram of changes of the PAL index (phenylalanine ammonia lyase) in bushes of *Astragalus penduliflorus* in the Spitak 1988 earthquake rupture zone after the earthquake relative to the control sample (protein contents in mU/mg with $n = 3$) (compiled by A.S. Karakhanian)

трясений $I \geq 8$: для вида *Microspalax leucodon* в Болгарии, Югославии (и, возможно, также Румынии, Греции и Турции, где данных для окончательного суждения об изменчивости хромосом пока недостаточно), и для вида *Microspalax ehrenbergi* в Левантской зоне разломов на территории Израиля, Ливана и Сирии.

Подобная изменчивость была установлена и для некоторых других мелких грызунов. Так, стабильный кариотип домашней мыши *Mus musculus* ($2n = NF = 40$) нарушается в некоторых горных сейсмически активных районах Альп, Апеннин, Пиренеев, Динарид и Гималаев. Сопоставление результатов исследований, выполненных в Италии [Сараппа, 1982], с картой сейсмического районирования страны показало, что подавляющее большинство робертсоновских транслокаций ($2n = 22-28$) приурочено к зонам с интенсивностью сотрясений $I \geq 8$, тогда как нормальные особи преобладают в областях с более слабой сейсмичностью.

У полевков рода *Clethrionomys* ($2n = 54$) мутантная форма Y-хромосомы обнаружена в высокосейсмичных областях юга Италии, Югославии, Тянь-Шаня, Алтая, юга Байкала, Курильских островов и Японии. У полевки *Pitymys subterraneus* из Западной Европы ($2n = 54$) мутантные формы встречаются только в Югославии, Болгарии и Татрах. В Байкальском рифте отмечена высокая изменчивость хромосом у некоторых полевков рода *Microtus* и хомячков рода *Cricetulus*. В сейсмически активных районах запада США выявлена широкая изменчивость хромосом у роющих грызунов – гоферов. В дальнейшем подобная изменчивость была установлена для субальпийских полевков Закавказья [Ляпунова и др., 1988; Ахвердян и др., 1992], особенно ярко проявленная в зоне Ханарасарского активного правого сдвига [Trifonov, Karakhanian, Kozhurin, 1994].

Причина описанной изменчивости дискуссионна. Изоляция отдельных популяций, неизбежная в условиях расчленённого горного рельефа, может скорее закреплять возникшие изменения, чем быть их причиной. Показательно в этом отношении, что на весьма расчленённом Большом Кавказе обнаружены всего два хромосомных варианта субальпийских полевков, а в менее расчленённых зонах активных разломов Армении выявлено 5 кариотипов [Ляпунова и др., 1988]. По мнению Н.Н. Воронцова и Е.А. Ляпуновой [1984], изменчивость могла предопределяться изменениями стресса и других геодинамических параметров, но скорее зависела от геохимических проявлений тектонической активности: повышенного радиоизлучения и выноса на поверхность соединений тяжёлых металлов.

Выявленные вариации кариотипов ещё не означают образования новых видов, но являются его необходимым условием. О том, что описанные процессы в зонах живых разломов и прежде всего их геохимическая активность

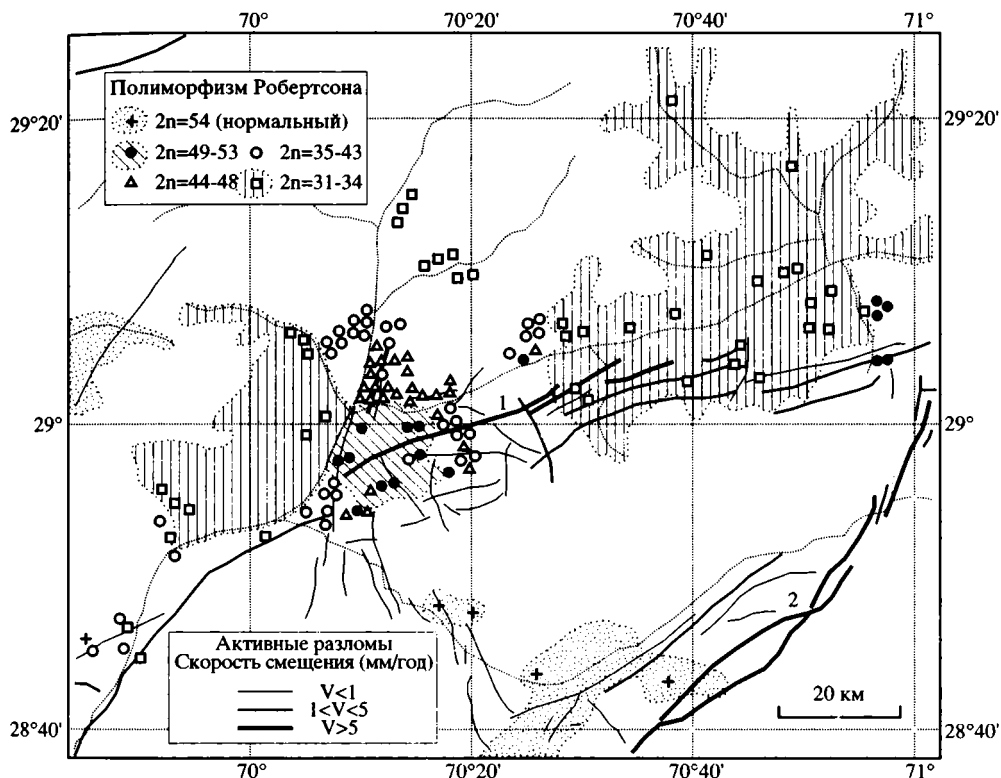


Рис. 43. Распределение робертсоновских транслокаций у слепушей *Ellobius tancrei* [Vorontsov, Lyapunova, 1984] в восточной части Сурхоб-Илякской зоны активных разломов на границе Памира и Тянь-Шаня: 1 – Сурхоб-Илякская зона, 2 – Дарваз-Алайская зона разломов

Fig. 43. Distribution of the Robertson translocations of *Ellobius tancrei* [Vorontsov, Lyapunova, 1984] in the eastern part of the Surkhob-Ilyak active fault zone, the Pamir–Tien Shan boundary: 1 – Surkhob-Ilyak fault. zone, 2 – Darvaz-Aliafault zone

могли быть источником видообразования, свидетельствует распространение эндемичных видов растений на территории Армении (рис. 44). Их подавляющее большинство найдено только в таких зонах или в непосредственной близости от них.

Так, все 4 выявленных местонахождения *Merendera Mirzoevae* Gabr. приурочены к Гарнийской, Гегамской и Ахурянской зонам разломов, 4 из 5 местонахождений *Thlaspi zangezorum* Tzwel. – к Памбак-Севанской и Ахурянской зонам, а 3 из 4 местонахождений *Isatis sewangensis* N. Bisch. – к южной части Ханарасарской зоны. В последней находятся и 2 местонахождения *Alyssum hajastanum* V. Avet. 3 участка распространения *Centaurea hajastana* Tzwel. и единственный участок *Smurniopsis armena* Schischk. локализованы на востоке Памбак-Севанской зоны, 4 участка *Sesili leprokladum* Woronow – в Ахурянской зоне, а 2 участка *Sambucus tigrani* Troizk. и единственное местонахождение *Isatis arnoldiana* N. Bisch. – на юго-востоке Гегамской зоны. К юго-восточным ветвям Гарнийской зоны приурочены все местонахождения *Saalsola tamamschjani* Iljin. (2 участка), *Sentaurea arpensis* (Czer) Wargenitzl (3 участка), *Sonchus araraticis* Naz. et Bars. (2 участка) и *Gipsophila takhtajani* Schischk. (1 участок). Там же и на южном разломном ограничении Араратской долины находятся 2 места распространения

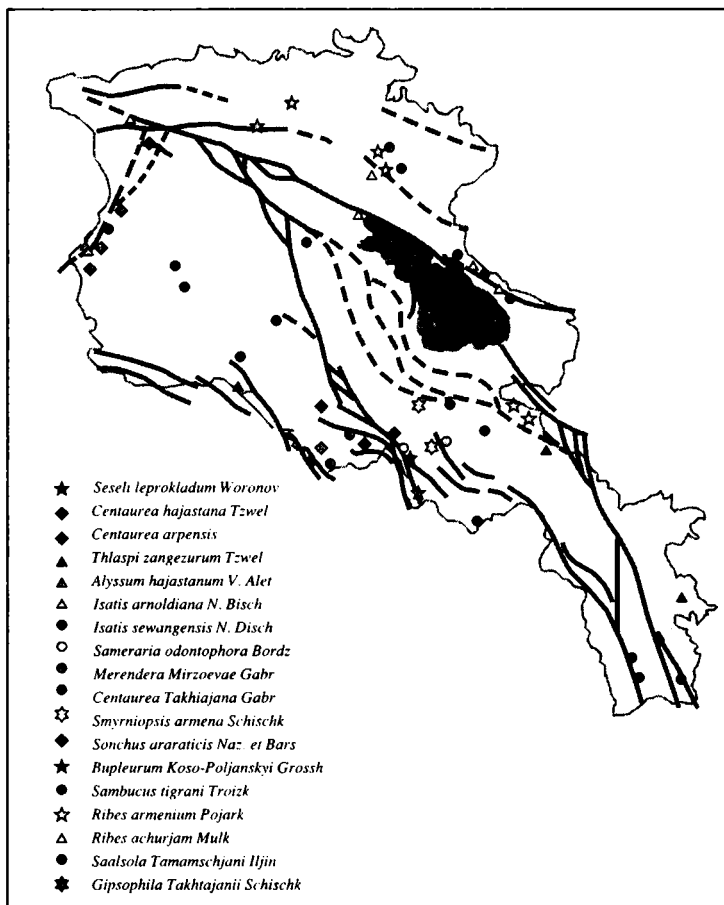


Рис. 44. Сопоставление местонахождений растений-эндемиков с активными разломами Армении (составил А.С. Караханян с использованием «Красной книги Армении»)

Fig. 44. Active faults and distribution of the endemic species of plants in Armenia (compiled by A.S. Karakhanian with using the «Red Book of Armenia»)

Sameraria odontophora Bordz. К последнему приурочено и единственное местонахождение *Ribes armenium* Pojark.

Мутагенные воздействия активных разломов не только оказали влияние на развитие органического мира. Они имели вполне конкретные последствия для становления раннеземледельческих культур.

2.5.2. Роль активных разломов в становлении раннеземледельческих культур Восточной Ойкумены

Основные пункты, где зафиксированы древнейшие следы земледелия в «Плодородном полумесяце», достаточно определенно тяготеют к крупным зонам активных разломов, обрамляющих Аравийскую плиту (см. рис. 2 и раздел 2.3). На западной границе плиты это Левантская левосдвиговая зона, к грабенам которой приурочены Мёртвое море, долина Иордана и впадина Эль-Габ, и кулисно подставляющая её на севере Восточно-Анатолийская зона с оперяющимися

её нарушениями. Вдоль северо-восточной границы плиты проходит Главный современный разлом Загроса – правый сдвиг, кулисно подставляемый на северо-западе восточным окончанием крупнейшей Северо-Анатолийской правосдвиговой зоны. На юго-востоке Главный современный разлом, вероятно, продолжается Дена–Казерун–Боразджанской системой разломов и рядом других активных разломов меридионального и северо-северо-западного простираний, также с преобладающей правосдвиговой компонентой смещений. С ними сочетаются активно развивающиеся продольные надвиги, взбросы, флексуры и молодые складки Внешнего Загроса.

Северо-западнее, в Юго-Восточной Турции сейчас продолжается подвиг северного окончания Месопотамского прогиба под тектонические зоны Альпийско-Гималайского пояса, а перед его фронтом, на самом юге Турции и северо-востоке Сирии, сложно сочетаются продолжения активных нарушений северо-западного и северо-восточного обрамлений плиты и развивается зона красных складок, тождественных складкам Внешнего Загроса.

Новейшая складчато-разломная тектоника региона, сформировавшаяся в последние миллионы лет, предопределила ряд его ландшафтных особенностей, благоприятствовавших возникновению земледелия. Это, прежде всего, наличие межгорных впадин и предгорных равнин с плодородными почвами на мощном аллювии. Соседние горные хребты служили барьерами для влажных воздушных течений, способствуя выпадению осадков. Впадины и равнины орошались реками, сравнительно небольшими, но достаточно полноводными и удобными для отвода вод на поля. Непосредственно вдоль активных разломов нередко располагались источники подземных вод, обеспечивавшие население водой в эпохи относительной аридизации и в засушливые сезоны. Такой источник до сих пор функционирует в Иерихоне. Весьма характерны они и для других активных разломов Левантской зоны, а также Загроса и Юго-Восточной Анатолии.

Н.И. Вавилов [1935, 1965] исследовал области распространения диких предков культурных растений, очертил и охарактеризовал их ареалы. «Плодородный полумесяц» попал в Юго-Западноазиатский центр происхождения культурных растений, где были обнаружены дикие предки всех растений, культивировавшихся ранними земледельцами. При этом подчёркивалось «совпадение ареалов первичного формообразования для многих видов и даже родов. В ряде случаев можно говорить об одних и тех же ареалах буквально десятков видов. Географическое изучение привело к установлению целых культурных самостоятельных флор, специфичных для отдельных областей» [Вавилов, 1935, с. 28; цитируется по книге: Бахтеев, 1988].

Выделенные Н.И. Вавиловым ареалы распространения отдельных видов растений и область Юго-Западноазиатского центра превосходят по размерам территорию «Плодородного полумесяца». Вместе с тем, в итоге полевых исследований Н.И. Вавилов отметил концентрацию в отдельных участках больших эндемичных групп, видов и разновидностей растений. Эти участки, как правило, совпадают с активными зонами.

Н.И. Вавилов был склонен объяснять такие скопления природным разнообразием и относительной изоляцией участков в условиях контрастного горного рельефа. С этим отчасти можно согласиться, но большую роль, вероятно, играло мутагенное воздействие активного разломообразования, рассмотренное в предыдущем разделе. Именно оно могло обеспечить большое разнообразие полезных растений, позволившее первым земледельцам выбрать формы наиболее продуктивные и пригодные для культурного воспроизведения.

Активные разломы продолжали контролировать локализацию поселений и на более поздних стадиях развития производящей экономики. Так, к зонам активных разломов приурочено подавляющее большинство местонахождений археологических объектов куро-аракской культуры (КУАК) – первой развитой земледельческой культуры Закавказья, распространившейся до Дагестана, Северо-Западного Ирана и через территорию Турции до Восточного Присредиземноморья, где сформировалась родственная ей кирбет-керакская культура [Кушнарера, Чубинишвили, 1970] (см. раздел 6.1). Сказались не только удобство приразломных долин для земледелия, обводнённость зон разломов, но и их использование, как трасс древних коммуникаций – путей торговли и миграции населения. На поздних стадиях развития КУАК, когда возникла необходимость укреплять поселения и строить их в труднодоступных местах, проявился и фортификационный эффект активной тектоники: та естественная защита, которую давали разломные уступы и предопределённое тектоникой резкое эрозийное расчленение местности.

СИЛЬНЫЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ

Рассматриваемый в книге регион, названный Восточной Ойкуменой, принадлежит к числу наиболее сейсмичных областей Евразии. Он неоднократно привлекал к себе внимание как сильнейшими землетрясениями XX столетия, так и свидетельствами землетрясений исторического прошлого. Последние обнаруживаются в исторических документах (летописях, хрониках, сочинениях древних авторов и памятных надписях) и археосейсмических проявлениях (следах сейсмогенного разрушения или повреждения древних сооружений). Длительность цивилизованного развития региона позволила выявить здесь весьма древние сейсмические события и открыла перспективу воссоздания уникального по своей длительности ряда сейсмологических наблюдений. Заметную помощь в этом оказали палеосейсмологические исследования в зонах крупных разломов.

**3.1. КАТАЛОГ СИЛЬНЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ
ВОСТОЧНОЙ ОЙКУМЕНЫ**

Для восстановления сейсмической истории Восточной Ойкумены в течение второй половины голоцена был составлен Сводный каталог сильных землетрясений региона, ограниченного координатами 23–50° с.ш. и 15–80° в.д. (см. Приложение 2). В каталоге представлены события с магнитудой $M_S \geq 5,7$ с 3200 г. до н.э. до конца XX в. Нижний возрастной предел представленных событий определялся по тем соображениям, что более древние землетрясения регистрировались исключительно палеосейсмологическими методами с присущими им неопределённостями оценки возраста и магнитуд событий. Следы таких палеоземлетрясений обнаружены лишь в отдельных зонах активных разломов, где проводились подобные исследования, и не могут считаться представительными для региона в целом. К тому же исторические сведения о столь древних временах основаны на археологическом материале и датируются в таких широких пределах, что корректное сопоставление землетрясений и исторических событий обычно оказывается невозможным.

Выбор $M_S = 5,7$ как нижнего предела магнитуд представленных землетрясений опять-таки определялся ограничениями, накладываемыми особенностями регистрации древних сейсмических событий. В XX в. (период инструментальной сейсмологии), а в рассматриваемом регионе и в XIX в. сильные землетрясения регистрировались достаточно тщательно, и мы можем рассчитывать на их полное отражение в каталоге, кроме, пожалуй, мантийных землетрясений, надёжная регистрация которых началась лишь в середине XX в. Что же касается более древних времён, то в летописях, хрониках и других подобных документах отражение событий с $M_S < 5,7$ – скорее исключение, чем правило. Как показал Г.Л. Голинский [2000], даже многие землетрясения с $M_S = 6,0$ – $6,9$ могут быть пропущены, но степень их регистрации гораздо выше. Сохранившиеся истори-

ческие свидетельства землетрясений с $M_S \geq 6$ нередко содержат макросейсмические данные, позволяющие существенно уточнить положение эпицентра и магнитуду события. Тем не менее магнитуды исторических землетрясений, а тем более археосейсмических событий, редко определяются с точностью выше 0,3. Поэтому, чтобы не пропустить зарегистрированных землетрясений, магнитуда которых могла быть равной 6, мы и установили $M_S = 5,7$ как нижний предел представленных в каталоге событий.

При составлении сводного каталога мы опирались на уже опубликованные каталоги землетрясений отдельных регионов. Привлекались сведения из публикаций по некоторым сильным землетрясениям прошлого. При различиях в параметрах одних и тех же событий, содержащихся в нескольких источниках, предпочтение, как правило, отдавалось национальному каталогу, за исключением случаев, когда в ином источнике приводились обоснования, более убедительные в методическом и фактическом отношениях. Напротив, иногда лишь по нескольким источникам удавалось собрать параметры землетрясения (магнитуду, глубину очага, интенсивность). Тогда данные, приводимые в разных источниках, объединялись. Список использованных источников приведён в конце каталога (см. Приложение 2) и включён в общий список литературы в конце книги.

В использованных работах содержатся подробные сведения об исторических землетрясениях Эгейского региона, Анатолии, Леванта, Ирака и Ирана. Однако территория Армянского нагорья, включающая Восточную Анатолию, Малый Кавказ и Северо-Западный Иран, оставалась относительно малоизученной, что до последнего времени приводило к занижению сейсмической опасности. Нами выполнена ревизия данных об исторической сейсмичности этого региона, содержащихся в латинских, византийских, арабских и иранских источниках. Был предпринят также более полный анализ армянских летописей, прежде использовавшихся недостаточно. В итоге список сильных исторических землетрясений региона был пополнен, а данные о некоторых известных событиях уточнены [Trifonov, Karakhanian, Assaturian, Ivanova, 1994; Караханян, 1999]. Приведём характерные примеры.

Землетрясение 499 г. В хрониках сирийского летописца Псевдо Джошуа Стилиста записано: «В 499 г. в месяце май в страну (Сирия) пришло множество саранчи, после отложения ею яиц севернее страны (в Киликийской Армении) произошло страшное землетрясение». Далее: «В 499 г. в месяце сентябрь сильнейшее землетрясение произошло, раздался ужасный грохот, который услышали во множестве городов и сёл и сотряслись они. Плохие вести стекались со всех сторон, чудные знамения произошли на р. Евфрат и горячих водах г. Абарне, воды которого высохли»... «В полночь г. Никополис разрушился до основания и все его жители погибли под развалинами, спаслись только три человека»... «На севере есть армянская церковь Аршамашат, очень крепко и красиво построенная. В тот день, когда погиб Никополис, была страшная гроза и толпа людей молилась в церкви до полуночи, когда от землетрясения всё разрушилось и большинство погибло».

Г. Абарне (Вагаршакополис) – ныне г. Чермик, расположенный в 35 км к югу от оз. Хазар. Церковь Аршамашат располагалась в одноименном главном городе провинции Цовк, ныне заброшенном селе Ашмушат, или Харабанаджира, в 15 км к запад-юго-западу от г. Палу. В V–VI вв. на территории Армянского нагорья существовали два города Никополис. Один из них, более известный, находился в провинции Себастья (Сивас) в долине Ашхарова рядом с современным г. Шebinкарахисар. Второй, о котором в данном случае идёт речь, был расположен на юге, в Киликии, в 15 км к северо-северо-востоку от г. Ислахия. Та-

ким образом, в 499 г. произошло сильнейшее землетрясение интенсивностью не менее 10 баллов и вероятной магнитудой $M_S \geq 7,5$, разрушительные последствия которого были сконцентрированы вдоль Восточно-Анатолийской зоны разломов в полосе длиной до 350 км. Предполагаемые координаты эпицентра: $38,13^\circ$ с.ш.; $38,63^\circ$ в.д.

Землетрясение 1046 г. В летописях армянского историка Матеоса Арханеци на с. 64–65 записано: «В году 1046 летом на головы людские гнев Божий обрушился, и ужасное и невиданное землетрясение произошло. Вся Вселенная обрушилась. Так, каждое строение разрушилось в провинции Эхекианц (область долины р. Евфрат возле г. Ерзинка, названного турками Эрзинджаном, и прилегающих горных хребтов), и множество церквей, дворцов и крепостей разрушилось. Город Эрзинка и город Ани-Камах (современный г. Камах в 30 км юго-западнее Эрзинджана) полностью разрушились. Земля во многих местах разорвалась, и люди в бездны земные погрузились. И каждый день земля тряслась на протяжении 1 года». По данным арабских источников [Poiret, Taker, 1980], в 1046 г. в г. Диарбекир и г. Элат (Ахлат), соответственно, в 200 и 275 км от Ерзинка наблюдались 8-балльные сотрясения.

В каталоге Н.К. Карапетян [1986] землетрясение 1046 г. характеризуется магнитудой 6 и интенсивностью 9 баллов с эпицентром у г. Эрзинджана. Эпицентр бесспорно находился возле г. Эрзинджана, однако приведённые летописные сведения свидетельствуют о его интенсивности 10–11 баллов и магнитуде M_S , близкой к 7,5. Кроме того, в ряде каталогов в 1046 г. отмечается ещё одно землетрясение с эпицентром в районе г. Ани – древней столицы Армении ($40^\circ 31'$ с.ш.; $43^\circ 34'$ в.д.; $M_S = 5,5$; $I = 8$) с упоминанием, что были разрушены церкви и дворцы этого города. Однако в армянских летописях нет никаких данных о разрушительном землетрясении в Ани в 1046 г. Первые сведения об этом содержатся в Актах собрания Кавказской археографической комиссии за 1873 г. (том 5), причём со ссылкой на книгу того же Матеоса Арханеци. Очевидно, землетрясение разрушило не столичный город Ани, а город Ани-Камах, соседний с г. Ерзинка, а сведения в упомянутых каталогах основаны на поздних искажённых данных 1873 г.

Землетрясение 1319 г. Во многих армянских летописях указывается, что в 1319 г. произошло опустошительное землетрясение в Араратской стране, провинциях Артаз (район г. Маку), Сюник (Зангизур), Гегаркуник (оз. Севан), Ширак (Северная Армения). Были разрушены город Ани, церковь Святого Тадевоса в провинции Артаз (г. Маку), где погибло 75 человек. Мы обнаружили также данные о разрушении церкви в с. Арени (район с. Ехегнадзор Республики Армения), о чем свидетельствует надпись о восстановлении церкви в 1320 г., и разрушении с. Варденик (юго-западное побережье Севана), где сохранились два надгробных камня с надписями о 12 погибших в 1319 г. при землетрясении.

Во всех известных первоисточниках и работах XVIII–XIX вв. говорится об одном сильном землетрясении 1319 г. Однако в современных каталогах с этим землетрясением произошли метаморфозы. В Новом каталоге землетрясений в СССР [1977] в 1319 г. отмечаются два землетрясения: одно в г. Ани с $M_S = 5,4$ и другое возле горы Арарат с $M_S = 6,2$. В Каталоге Н.К. Карапетян [1986] приводятся три землетрясения 1319 г.: у г. Ани ($M_S = 5,5$), возле горы Арарат ($M_S = 5,5$) и у г. Сисиан (Сюник-Зангезур, $M_S = 5,5$). На наш взгляд, упомянутые сведения не подтверждаются никакими фактами и представляют собой попытку искусственно завысить магнитуду и интенсивность землетрясения 1319 г. путём его разложения на два–три события. Имеющиеся факты однозначно свидетельствуют об одном очень сильном землетрясении 1319 г.

Где же находился его эпицентр? Известно ещё одно землетрясение, вызвавшее похожие разрушения в тех же районах. Это землетрясение 2 июля 1840 г., сопровождавшееся сильнейшими разрушениями вокруг горы Арарат, во всей Араратской области, гг. Маку и Ани, в Сюнике–Зангезуре и Северной Армении. Поэтому мы считаем наиболее вероятным, что в 1319 г. произошло одно сильное землетрясение с магнитудой $M_S \geq 7,3$ и интенсивностью около 10 баллов с положением эпицентра, близким к землетрясению 1840 г.: $39^\circ 30'$ с.ш.; $43^\circ 54'$ в.д. Можно полагать, что оба землетрясения произошли в зоне активного разлома, проходящего через оз. Балык в Восточной Турции.

Интересный результат дало выполненное А.С. Караханяном [Trifonov, Karakhanian, Assaturian, Ivanova, 1994] сопоставление информации в летописных источниках с данными полевого археологического обследования памятников и сравнение с разрушениями и повреждениями подобных памятников при Спитакском землетрясении 1988 г. В его эпицентральной области оказалось более 200 древних армянских церквей, крепостей, каменных стелл (хачкаров) и других историко-архитектурных сооружений. Они подверглись сейсмогенным разрушениям и повреждениям разной степени. На месте определялись степень и характер разрушения, архитектурно-строительный тип и сейсмостойкость сооружения, инженерно-геологические и сейсмотектонические характеристики местности, удаленность сооружения от эпицентра землетрясения и зон афтершоковой активности. В итоге были составлены карта (рис. 45) и сводный каталог указанных параметров, сопоставленных с изосейстами высших баллов и другими параметрами Спитакского землетрясения, определёнными разными авторами по разным методам, в том числе с использованием инструментальных данных.

Полученные результаты позволили сделать следующие выводы:

1. Серьёзные и массовые сейсмогенные разрушения армянских церквей и других подобных сооружений происходят при интенсивности сотрясений 9 и более баллов.

2. Серьёзные массовые повреждения и слабые разрушения церкви получают в интервале интенсивности сотрясений 8–9 баллов.

3. Частичные сейсмогенные повреждения происходят в диапазоне 7–8 баллов, а при интенсивности 6 баллов и ниже отдельные незначительные повреждения возможны лишь при особо неблагоприятных инженерно-геологических или иных условиях.

4. Армянские церкви, за очень редким исключением, сооружались в благоприятных инженерно-геологических условиях с использованием многих элементов сейсмостойкого строительства.

5. Сейсмостойкие качества армянских церквей мало различались на протяжении христианской истории (IV–XIX вв.) и в разных районах исторической Армении.

6. Всё это позволяет использовать карту и каталог сейсмогенных разрушений при Спитакском землетрясении как эталон при оценке интенсивности, магнитуды и изосейст исторических землетрясений, достаточно подробно описанных в летописных источниках. Примерами может служить пересмотр параметров Гарнийского и Цахкадзорского землетрясений.

Гарнийское землетрясение произошло 4 июля 1679 г. и вызвало максимальные известные разрушительные последствия на территории г. Еревана и прилегающих районов. Согласно Захарию Саркаваги, «4 июля 1679 г. во вторник в 7 часов загрохотала и сотряслась вся Араратская земля. Землетрясение началось со стороны Гарни и разрушило все сооружения, церкви, монастыри и крепости. В том числе: монастыри Ахчоц-Ванк, Аири-Ванк, Гегард, Авуц-Тар, дво-

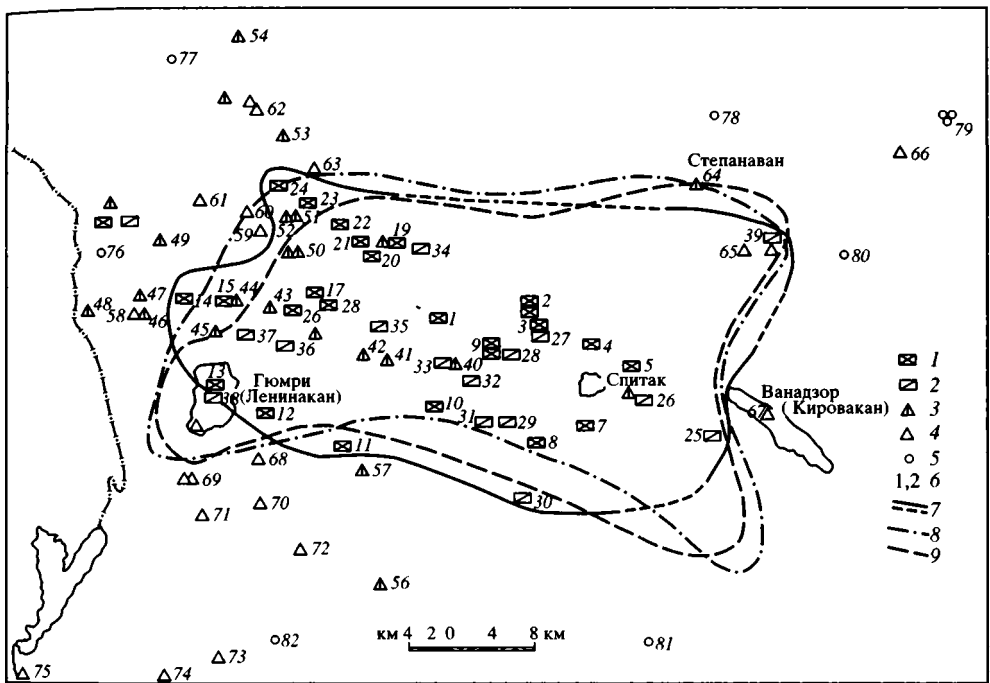


Рис. 45. Изосейсты и разрушения историко-архитектурных памятников в эпицентральной области Спитакского землетрясения 1988 г. (составили А.С. Караханян, Р.А. Арутюнян и А.О. Асатурян)

1–5 – степень сейсмогенного разрушения памятника: 1 – полное разрушение, 2 – серьёзные разрушения и сильные повреждения, 3 – частичное разрушение и серьёзные повреждения, 4 – частичные повреждения, 5 – незначительные повреждения или их отсутствие; 6 – номер изученного памятника; 7–9 – изосейсты: 7 – изолиния, ограничивающая область полного или частичного разрушения и серьёзного повреждения церквей, 8 – изосейста IX балла по данным А.С. Караханяна и др., 1989 г., 9 – изосейста IX балла по данным С.Н. Назаретяна и др., 1990 г.

Fig. 45. Isoseists and destruction of the historical-architectural manuments in the epicentral area of the Spitak 1988 earthquake (compiled by A.S. Karakhanian, R.A. Arutyunian, and A.O. Assaturian)

1–5 – power of building and monument destruction: 1 – total destruction, 2 – essential destruction or strong damage, 3 – partial destruction or essential damage, 4 – partial damage, 5 – small damage or no damage; 6 – numeral of the building or monument; 7–9 – isoseists: 7 – isoseist bounding area of total or partial destruction and essential damage of the churches, 8 – the IX MSK isoseist, according to the data of A.S. Karakhanian et al., 1989, 9 – the IX MSK isoseist, according to the data of S.N. Nazaretian et al., 1990

рец Трдатакерт, сёла Норагух, Дзорагух, Норк, Гамрез, г. Ереван и Ереванскую крепость. Во многих местах появились новые родники, а старые высохли. Обвалились и разрушились горы и множество людей погибло». По данным Н.К. Карапетян [1986], эпицентр землетрясения находился в месте слияния рек Гарни и Азат, а по данным А.А. Никонова [Nikonov, 1991] – возле г. Еревана.

Детальные полевые работы и историко-хронологические исследования, проведённые А.С. Караханяном, выявили наличие сейсмогенных разрывов 1679 г. и позволили локализовать макросейсмический эпицентр в области с координатами 40°05' с.ш. и 44°50' в.д., а очаг землетрясения отнести к зоне Гарни-Алаварского активного правого взбросо-сдвига (рис. 46). Обследование историко-архитектурных сооружений и анализ летописных источников выявили значительное число ранее неизвестных сооружений, испытавших сильное сейсмо-

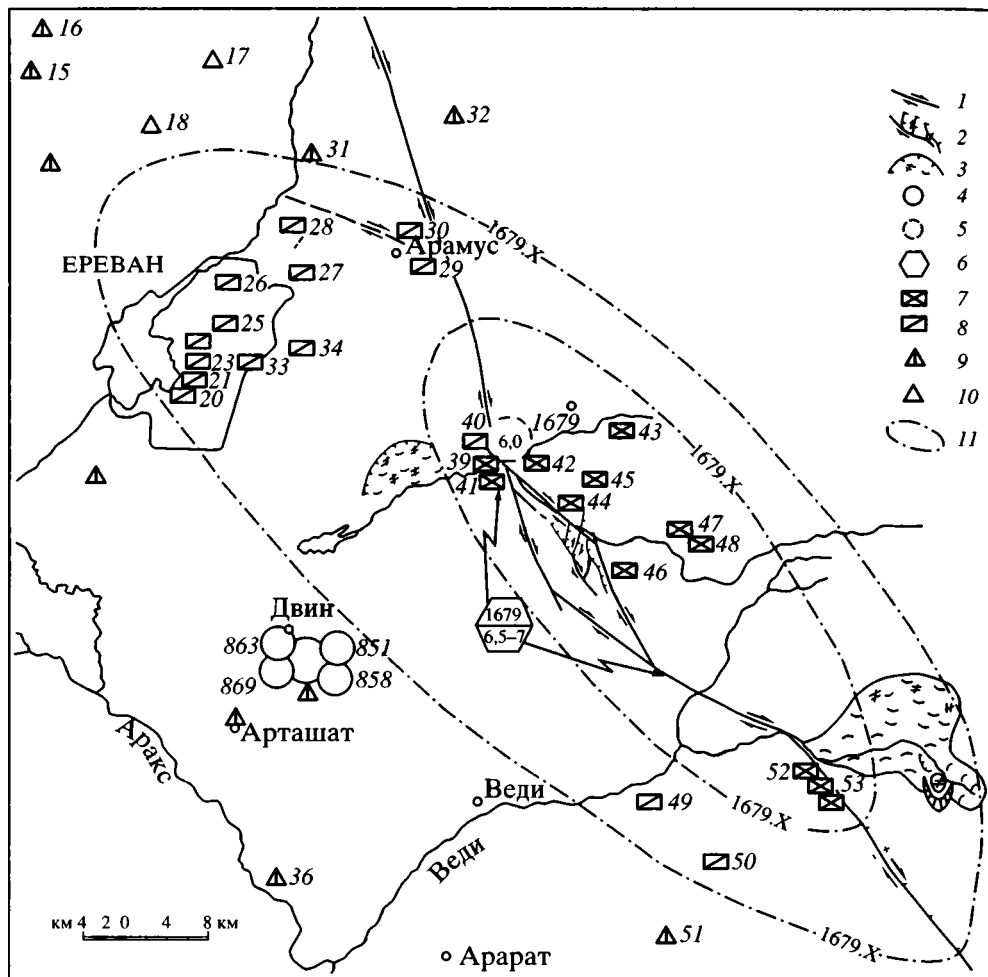


Рис. 46. Активные разломы, изосейсты и разрушения древних сооружений в эпицентральной области Гарнийского землетрясения 1679 г. восточнее г. Еревана (составил А.С. Караханян [Trifonov, Karakhanian, Assaturian, Ivanova, 1994])

1 – Гарнийский активный разлом; 2 – мелкие сейсмогенные нарушения, активизированные в 1679 г.; 3 – крупные сейсмогенные оползни; 4 – эпицентры Двинских землетрясений 851–893 гг.; 5 – прежнее определение положения эпицентра землетрясения 1679 г.; 6 – наше определение положения очага землетрясения 1679 г.; 7–10 – степень разрушения зданий и памятников в 1679 г.: 7 – полное разрушение, 8 – частичное разрушение или сильное повреждение, 9 – частичное повреждение, 10 – нет сведений о повреждении; 11 – изосейсты 10 и 9 баллов Гарнийского землетрясения

Fig. 46. Active faults, isoseismals and destruction of ancient buildings in the epicentral area of the Gagni 1679 earthquake to the east of city of Yerevan (compiled by A.S. Karakhanian [Trifonov, Karakhanian, Assaturian, Ivanova, 1994])

1 – the Gagni fault; 2 – small ruptures renewed in 1679; 3 – major seismic landslides; 4 – epicentres of the Dvin 851–893 earthquakes; 5 – the former determination of the 1679 earthquake epicentre location; 6 – our determination of the 1679 earthquake epicentre location; 7–10 – power of the 1679 destruction of buildings: 7 – total destruction, 8 – partial destruction or strong damage, 9 – partial damage, 10 – no data about damage; 11 – X and IX MSK iso-seists of the Gagni earthquake

генное разрушение в 1679 г. Анализ данных позволил выделить 10- и 9-балльные изосейсты, определить максимальную интенсивность землетрясения в 10 баллов и магнитуду $M_S \geq 7$.

Цахнадзорское землетрясение произошло 8 октября 1827 г. По сведениям Шахатунянца [1842] и др., это сильное землетрясение разрушило в центральной части Российской Армении церкви в селах Цахнадзор и Уши и монастыри на побережье Севана. По данным каталогов, эпицентр землетрясения располагался возле с. Цахнадзор, причём магнитуда M_S составляла 4,5–5, а интенсивность 6–7 баллов [Карапетян, 1986], или возле п-ова Севан при магнитуде $M_S = 7$ и интенсивности 8 баллов [Nikopov, 1991].

Проведённые А.С. Караханяном детальные изыскания выявили неизвестные ранее сведения о разрушительных воздействиях землетрясения, содержащиеся в публикациях [Шопен, 1852; Джалалян, 1858; и др.], Указе главы Армянской Церкви Католикоса Епрема от 1828 г., архивных записях 1827–1829 гг. Анализ этих сведений и полевой осмотр показали, что полному или значительному разрушению подверглись церкви Св. Астварацина в г. Ванадзоре (Кировакане), Св. Карапета, Св. Ероца и Св. Арутюна на п-ове Севан, Св. Григора в с. Бжни, церковь в с. Ехит, базилика Касах в г. Апаране, церкви Св. Илии и Св. Григора и монастырь в с. Оганаванк и монастырь Тогец-Ванк в с. Бужакан. Серьёзные повреждения получили церкви в сс. Муги и Ахпат, монастырь Сагмоса-Ванк, крепость Каян, церковь Дсе-Ванк и ряд других (рис. 47). Это позволило очертить 8- и 9-балльную изосейсты. Последняя вытянута вдоль северо-восточного фланга Гарни-Алаварского активного разлома. Эпицентр, вероятно, располагался на участке кулисного подставления его ветвей и имел координаты $40^{\circ}38'$ с.ш., $44^{\circ}32'$ в.д.; магнитуда M_S составляла более 6,5, а интенсивность – 9–10 баллов.

Сводный каталог (см. Приложение 2) представлен в виде таблицы и содержит параметры 2911 землетрясений. Каждое событие занимает одну строку; его параметры описаны в 13 столбцах.

1 столбец – порядковый номер землетрясения, называемый нами идентификационным номером землетрясения (ID).

2 столбец – источник информации. Каждое указанное в каталоге землетрясение имеет цифровую ссылку на источник информации, расшифровывающийся в приводимом после каталога списке литературы. Если землетрясение отмечено в нескольких работах, то эти работы перечисляются в порядке возрастания номеров (алфавитном порядке).

3 столбец – год; знак «–» (минус) показывает, что событие произошло до нашей эры. Если в источнике указано время года, когда произошло землетрясение, и нет данных о месяце, то рядом с датой имеется соответствующая подпись, например, 743 весна (ID 379). Иногда указана точность определения даты в годах (например, -3000 ± 900).

4 столбец – месяц. Прочерк означает отсутствие данных.

5 столбец – день (числа месяца). Прочерк означает отсутствие данных.

6 столбец – время (часы и минуты). Прочерк означает отсутствие данных. Часы и минуты разделены точкой с запятой.

7 столбец – северная широта; дана в градусах и десятичных долях градуса.

8 столбец – восточная долгота; дана в градусах и десятичных долях градуса.

9 столбец – численное значение магнитуды.

10 столбец – обозначение типа магнитуды. Обычно приводится M_S (магнитуда, определенная по поверхностным волнам). Если значение магнитуды вычислено нами по макросейсмическим данным, указан символ С.

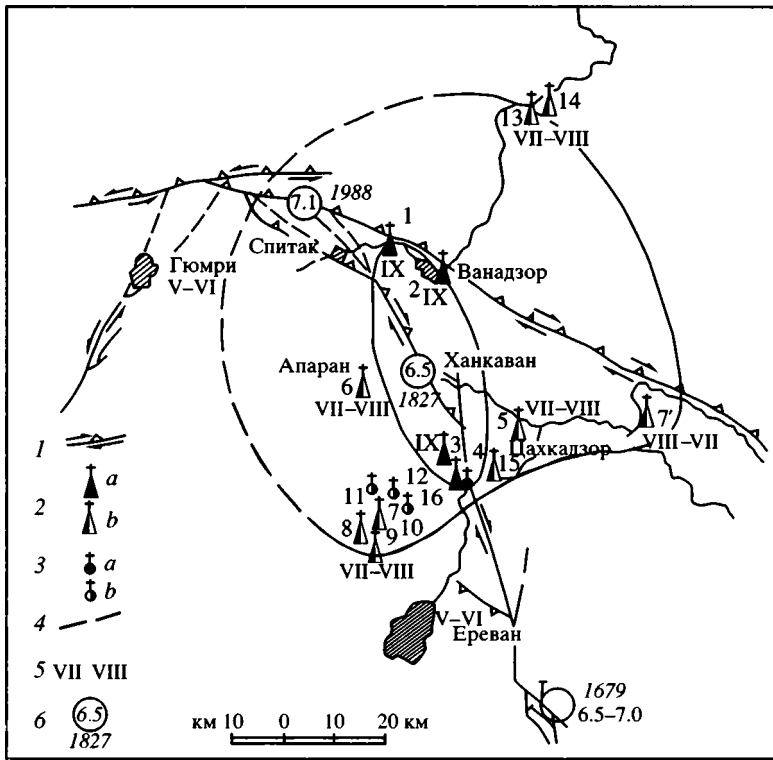


Рис. 47. Активные разломы, изосейсты и разрушения древних сооружений в эпицентральной области Цахкадзорского землетрясения 1827 г. севернее г. Еревана (составил А.С. Каракханиян [Trifonov, Karakhanian, Assaturian, Ivanova, 1994])

1 – активные разломы; 2, 3 – степень разрушения зданий и памятников в 1827 г.: 2 – определено связанное с землетрясением 1827 г. (2a – полное разрушение, 2б – частичное разрушение или сильное повреждение), 3 – предположительно связываемое с землетрясением 1827 г. при отсутствии точных данных (3a – полное разрушение, 3б – частичное разрушение или сильное повреждение); 4 – изосейсты землетрясения 1827 г.; 5 – интенсивность сотрясений в баллах; 6 – эпицентры землетрясений. Разрушенные и повреждённые здания и памятники: 1 – памятник майору Монтресору; 2–13 – церкви: 2 – в Ванадзоре (Кировакане), 3 – в Бужакане, 4 – в Аржакане, 5 – в Цахкадзоре, 6 – в Апаране, 7 – в Оганаванке, 7' – на Севанском полуострове, 8 – в Уши, 9 – в Согмосованке, 10 – в Анапате, 11 – в Арташаване, 12 – вторая церковь в Оганаванке, 13 – в Дсеванке; 14 – Кайанская крепость; 15 – церковь в Бжни; 16 – церковь в Тхите

Fig. 47. Active faults, isoseists and destruction of ancient buildings in the epicentral area of the Tsahkadzor 1827 earthquake to the north of city of Yerevan (compiled by A.S. Karakhanian [Trifonov, Karakhanian, Assaturian, Ivanova, 1994])

1 – active faults; 2, 3 – power of building and monument destruction: 2 – certainly related to the 1827 earthquake (2a – total destruction, 2b – partial destruction or strong damage), 3 – possibly related to the 1827 earthquake (2a – total destruction, 2b – partial destruction or strong damage); 4 – isoseists of the 1827 earthquake; 5 – the MSK intensity; 6 – epicentres of earthquakes. Destroyed and damaged buildings and monuments: 1 – monument in honour of major Montresor; 2–13 – churches: 2 – in Vanadzor (Kirovakán), 3 – in Buzhakan, 4 – in Arzakán, 5 – in Tsahkadzor, 6 – in Aparán, 7 – in Oganavank, 7' – in the Sevan peninsula, 8 – in Ushi, 9 – in Sogmosovank, 10 – in Anapat, 11 – in Artashavan, 12 – in Oganavank (second church), 13 – in Dsevank; 14 – the Kayan Fortress; 15 – church in Bzhni; 16 – church in Tkhit

11 столбец – энергия, Дж. Значение энергии каждого землетрясения вычислено нами. Для этого в некоторых случаях пришлось прибегнуть к допущениям (например, $M_w = M_S$).

12 столбец – интенсивность I , баллы по шкале MSK. Прочерк означает отсутствие данных.

13 столбец – глубина очага, км. Прочерк означает отсутствие данных.

Как известно, магнитуда является относительной энергетической характеристикой землетрясения и представляет собой логарифм максимальной скорости колебаний земной поверхности или логарифма максимальных смещений в сейсмических волнах разного типа (P, S, L), отсчитанные от некоторого условного уровня, отвечающего слабому толчку, магнитуда которого принята за ноль. Магнитуды, определённые по разным типам волн, имеют различные числовые значения. Для сопоставления землетрясений и анализа сейсмичности различных территорий и зон в обсуждаемом каталоге базовой выбрана магнитуда M_S , определяемая по поверхностным волнам и близкая по величине и смыслу к приводимой в российских каталогах магнитуде M_{LH} .

Однако не во всех источниках, особенно для древних землетрясений, магнитуда приведена. В таких случаях использовались макросейсмические данные – параметры землетрясения, вычисляемые с помощью исторических описаний. Эти данные позволяли присвоить землетрясению интенсивность I , измеряемую в баллах. Соотношение между балльностью (I), магнитудой (M) и глубиной (H) очага землетрясения описывает уравнение сейсмического поля. Это усреднённая формула Н.В. Шебалина:

$$I = 1,5M - 3,5\lg H + 3. \quad (1)$$

Величину H можно приблизительно оценить, анализируя сходные землетрясения одного региона. Для коровых землетрясений она обычно составляет 10÷20 км. Определив I и H , можно по формуле (1) приблизительно оценить M . Часть источников использовала магнитуду M_b , определяемую по объёмным волнам. Для пересчёта M_b в M_S мы пользовались формулой Б. Болта [1981]

$$M_b = 2,5 + 0,63M_S. \quad (2)$$

Создание однородной шкалы магнитуд M_S позволило перейти от относительной энергетической характеристики землетрясений к энергии, выделенной в очаге. Согласно Ф.Т. Аптикаеву, формула (6) подсчёта энергии, выделяющейся при землетрясении, получается из формул

$$K = \lg E, \quad (3)$$

$$K = 8,1 + 1,16M_L, \quad (4)$$

$$M_S = M_{LH} = 1,275M_L - 1,55, \quad (5)$$

$$E = 10^{(8,1 + 0,9098(M + 1,55))}. \quad (6)$$

Особенностью данного каталога является неравномерная представительность во времени. Сведения о древнейших землетрясениях (особенно до н.э.) очень скудны. Этому есть много объяснений, и главное состоит в том, что землетрясения, эпицентр которых лежал вне территорий, населённых человеком, просто не имели очевидцев. В те времена люди отмечали не столько сам факт сотрясения, сколько его последствия: гибель людей, разрушение храмов, дорог, ирригационных сооружений, жилищ и т.п.

По мере возрастания территорий, освоенных человеком, и развития культуры и науки, растёт и число отмечаемых землетрясений. Лишь начиная с XX столетия, когда появились инструментальные методы наблюдения, каталог становится полноценным.

3.2. ПРОСТРАНСТВЕННОЕ И ВРЕМЕННÓЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ СИЛЬНЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

3.2.1. Постановка задач и методический подход

Представленный в разделе 3.1 каталог сильных ($M_S \geq 5,7$) землетрясений охватывает Альпийско-Гималайский орогенический пояс и прилегающие территории. Этот регион был издавна заселён, и история его цивилизованного развития длится несколько тысячелетий. Поэтому исследование закономерностей сильной сейсмичности региона имеет значение не только научно-сейсмологическое и прикладное (для оценки сейсмической опасности), но и как способ выявить воздействие природных явлений, систематически нарушавших сложившуюся систему жизнеобеспечения, на историческое развитие.

На основе составленного каталога нами предпринята попытка количественно оценить распределение сильной сейсмичности в рассматриваемом регионе. При интерпретации результатов мы исходили из того известного положения, что основное воздействие на людей и их деятельность оказывают землетрясения, очаги которых расположены в земной коре и самых верхах мантии (не глубже 70 км). На этих глубинах очаги распределены неравномерно. В рассматриваемом регионе они обычно концентрируются в верхнекоровом слое мощностью до 20–30 км. Принято различать рассеянную и сосредоточенную сейсмичность [Шебалин и др., 1991]. К последней относится большинство сильных землетрясений. На многочисленных примерах убедительно показано, что сосредоточенная коровая сейсмичность, как правило, группируется в линейные зоны, разделяющие относительно малосейсмичные области [Ambraseys, 1970, 1988, 1989; Verberian, 1976, 1977; Дотдуев, 1986; Полякова, 1985]. В.И. Уломов назвал такие зоны сейсмическими линеаментами [Уломов, Шумилина, 1999; Ulomov, 2000]. Им на земной поверхности обычно соответствуют зоны активных разломов [Shebalin et al., 2000; Trifonov, 2000].

Нами исследованы также временные вариации проявлений сильных землетрясений в пределах региона, как вековые в течение всего периода наблюдений, так и высокочастотные в течение XX века. Для решения первой задачи анализировалось распределение сейсмичности по 50-летним временным интервалам, для решения второй – по 5-летним. Такой подход к анализу сейсмичности обусловлен особенностями регистрации землетрясений, отражёнными в каталоге. 60% отмеченных в нём событий относятся к XIX и XX вв., когда фиксации сейсмических событий стали уделять серьёзное и повсеместное внимание. Более 45% землетрясений каталога приходятся на XX в., когда была налажена их инструментальная регистрация. Она позволила, в частности, выявлять сильные землетрясения с очагами глубже 70 км, прежде, за исключением экстремальных событий, обычно не отмечавшихся источниками.

Однако наблюдений XIX–XX вв. недостаточно для выявления вековых вариаций сильной сейсмичности, в связи с чем важнейшей становится проблема представительности регистрации сильных землетрясений до XIX в. и надёжности определения их параметров. Многие такие землетрясения остались незафиксированными. Об этом свидетельствует, в частности, тот факт, что соотношение между различными по магнитудам сильными событиями XIX–XX вв., в общем отвечающее графику повторяемости землетрясений соответствующей части региона, нарушается для более ранних событий. Среди них сильнейших оказывается непропорционально много по сравнению с относительно слабыми, значительная часть которых осталась незафиксирован-

ной. Это касается не только событий с $M_S = 5,7-6,9$, но и части землетрясений с $M_S \geq 7$.

Первые письменные свидетельства о сильных землетрясениях относятся к первой половине VIII в. до н.э. Это известное место из Книги пророка Захарии:

«И станут ночи Его (Господа) в тот день на горе Елеонской, которая пред лицом Иерусалима к востоку; и раздвоится гора Елеонская от востока к западу весьма большою долиною, и половина горы отойдет к северу, а половина ее – к югу. И вы побежите в долину гор Моих; ибо долина гор будет простирается до Асима; и вы побежите, как бежали от землетрясения во дни Озии, царя Иудейского... И будет в тот день, живые воды потекут из Иерусалима, половина их к морю восточному и половина их к морю западному: летом и зимой так будет» [Зах. 14:4–5].

Поскольку годы правления иудейского царя Озии известны, землетрясение датировано примерно 760 г. до н.э. Его магнитуда M_S оценена в 7,3 по аналогии с деформационным эффектом более поздних подобных событий [Nur, 1991].

Вулканическое извержение той же эпохи, вероятно, сопровождавшееся или, скорее, предвращавшееся землетрясением, засвидетельствовано Хорхросской клинописью урартского царя Аргишти I (787–766 гг. до н.э.), найденной возле оз. Ван (см. раздел 6.3). В ней сообщается о военном походе на север, на территорию современной Армении, и вулканическом извержении во время осады г. Бихуры, позволившем урартам сломить сопротивление осаждённых. Юго-восточнее оз. Севан нами найдены руины, предположительно идентифицированные с этим городом (см. разделы 6.1.2 и 6.3.2). Обнаружен сейсмогенный разрыв, по которому крепостная стена смещена на 1 м вправо и на 0,4 м по вертикали. Поскольку эпицентр, вероятно, располагался на 5–10 км южнее (вблизи извергавшегося вулкана), такое смещение могло возникнуть при землетрясении с $M_S = 7,2$. Оно предположительно датировано 782 г. до н.э.

Два приведённых письменных свидетельства уникальны. Более частая регистрация сильных землетрясений началась лишь через несколько столетий – с эпохи классической Греции. Предшествовавшие сейсмические события выявлены археологическими исследованиями, заведомо неточными и избирательно характеризующими регион. Помимо возможных ошибок датирования, неточны и оценки магнитуд. Они основаны на корреляции магнитуд и интенсивности сотрясений с амплитудами сейсмогенных подвижек и выявленными следами разрушений. Разумеется, параметры таких землетрясений оценены с низкой надёжностью и широкими пределами возможных ошибок.

Что же касается исторических землетрясений, то их параметры определены сравнительно надёжно лишь при наличии достаточных макросейсмических данных. До XIX в. таких событий немного. У прочих исторических землетрясений, происшедших до XIX в., для которых макросейсмических данных недостаточно для точной локализации эпицентра и определения сейсмических параметров, они оценены в широких пределах возможных ошибок и иногда неверны. Уточнить эти параметры помогло в ряде случаев совместное использование исторических и археологических данных, предпринятое для некоторых землетрясений Эгейского региона, Восточного Средиземноморья и Армянского нагорья (см., например, подход А.С. Караханяна к уточнению параметров сильных землетрясений Армении, изложенный в разделе 3.1).

Единообразной и потому наиболее убедительной характеристикой сейсмичности разных частей региона в разные интервалы времени является суммарное количество выделенной сейсмической энергии. Для подсчёта энергии землетря-

сения мы пользовались формулой (6) (см. раздел 3.1). В конечном счёте, не столь существенно, насколько она точна, поскольку для наших целей важны не абсолютные, а относительные значения энергии, которые были выделены при разных землетрясениях и которые можно суммировать. Чтобы обозначить наиболее сейсмоактивные временные интервалы, сгладить и одновременно уточнить их, составлялись два вида гистограмм. Для 50-летних интервалов гистограммы первого вида представляют дискретные суммы сейсмической энергии, выделенной за 50 лет, а при составлении гистограмм второго вида использовалось «скользящее окно»: временной ряд дробился на 10-летние интервалы, и к каждому из них относилась сумма значений энергии, выделенной в течение ближайших 50 лет, т.е. собственно этого интервала и предущих и последующих 20 лет. При анализе распределения сейсмичности в XX в. подобным «скользящим окном» для каждого года подсчитывались значения энергии, выделенной в ближайшие 5 лет.

Вместе с тем при исследовании долговременных вариаций сейсмичности мы, учитывая неточности определения M_S землетрясений до XIX в., сочли необходимым дополнить картину распределения выделенной сейсмической энергии гистограммами распределения количества землетрясений в те же 50-летние интервалы времени. Отдельно подсчитывалось количество землетрясений с $M_S = 5,7-6,5$; $M_S = 6,6-7,4$ и $M_S = 7,5-8,3$, т.е. близкие по магнитудам соответственно к 6 и 7 и приближающиеся к 8. При этом разделении мы исходили из того, что для древнейших временных интервалов иногда единственными надёжными параметрами являются сам факт сильного землетрясения и грубая оценка его силы. Разделение магнитуд на три указанные группы как раз и отвечает такой грубой оценке. Даже если она оказалась ошибочной, землетрясение всё равно находит отражение на гистограмме. Полагаем, что для пространственного и временного распределения древнейших сейсмических событий описанный подход даёт более объективную картину, чем подсчёт выделенной сейсмической энергии. Как бы то ни было, при интерпретации полученных распределений мы опирались на обе группы гистограмм.

Оценивая представительность обсуждаемого каталога землетрясений для разных частей региона и разных отрезков времени, следует иметь в виду исторические условия, способствовавшие или, наоборот, препятствовавшие фиксации и сохранению сведений о землетрясениях. Сложные и драматические повороты общественного развития: войны, политическая нестабильность, социальная и экономическая неустроенность, не способствовали регистрации землетрясений, а документы, содержавшие сведения о них, могли погибать. На это достаточно очевидное обстоятельство обратил внимание М. Берберян [Berberian, 1994] при составлении и сеймотектонической интерпретации каталога исторических землетрясений Ирана.

Чтобы убедиться в значимости этого фактора, мы сопоставили периоды исторического развития Византийской империи [История Византии, 1967] с количеством известных в те же периоды сильных землетрясений на территориях самой империи и находившихся под её культурным влиянием. Это Эгейский регион, Греция, Анатолия и Восточное Присредиземноморье. Показателями упадка империи считались сокращение её территории в результате военных поражений, политическая нестабильность, социальные и экономические потрясения. К эпохам подъёма относились периоды расширения территории в результате военной экспансии или её сохранения в результате упрочения границ, политической стабильности и относительного социально-политического благополучия.

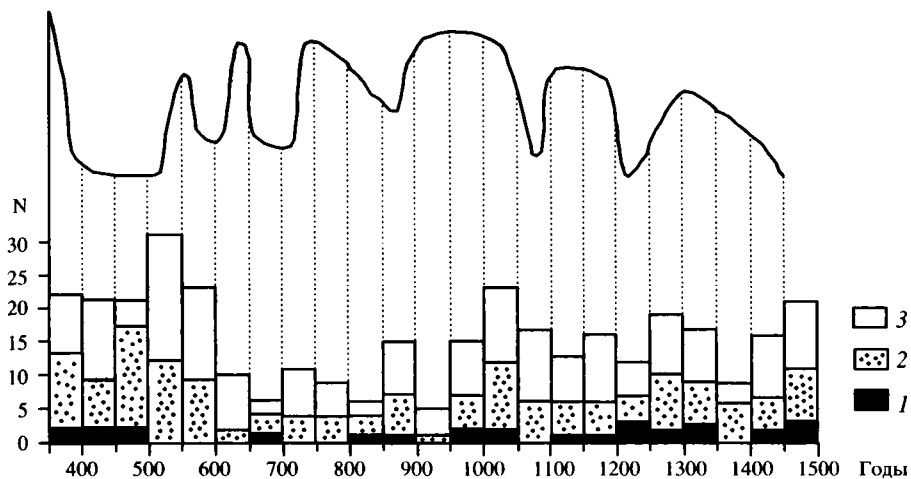


Рис. 48. Сопоставление количества сильных землетрясений (N) в сеймотектонических зонах 3–5 (см. рис. 49) с фазами исторического подъема и упадка Византийской империи (составил В.Г. Трифонов по данным «Истории Византии» [1967] и Приложения 2)

1–3 – землетрясения с магнитудами: 1 – $M_S = 5,7-6,5$; 2 – $M_S = 6,6-7,4$; 3 – $M_S = 7,5-8,3$

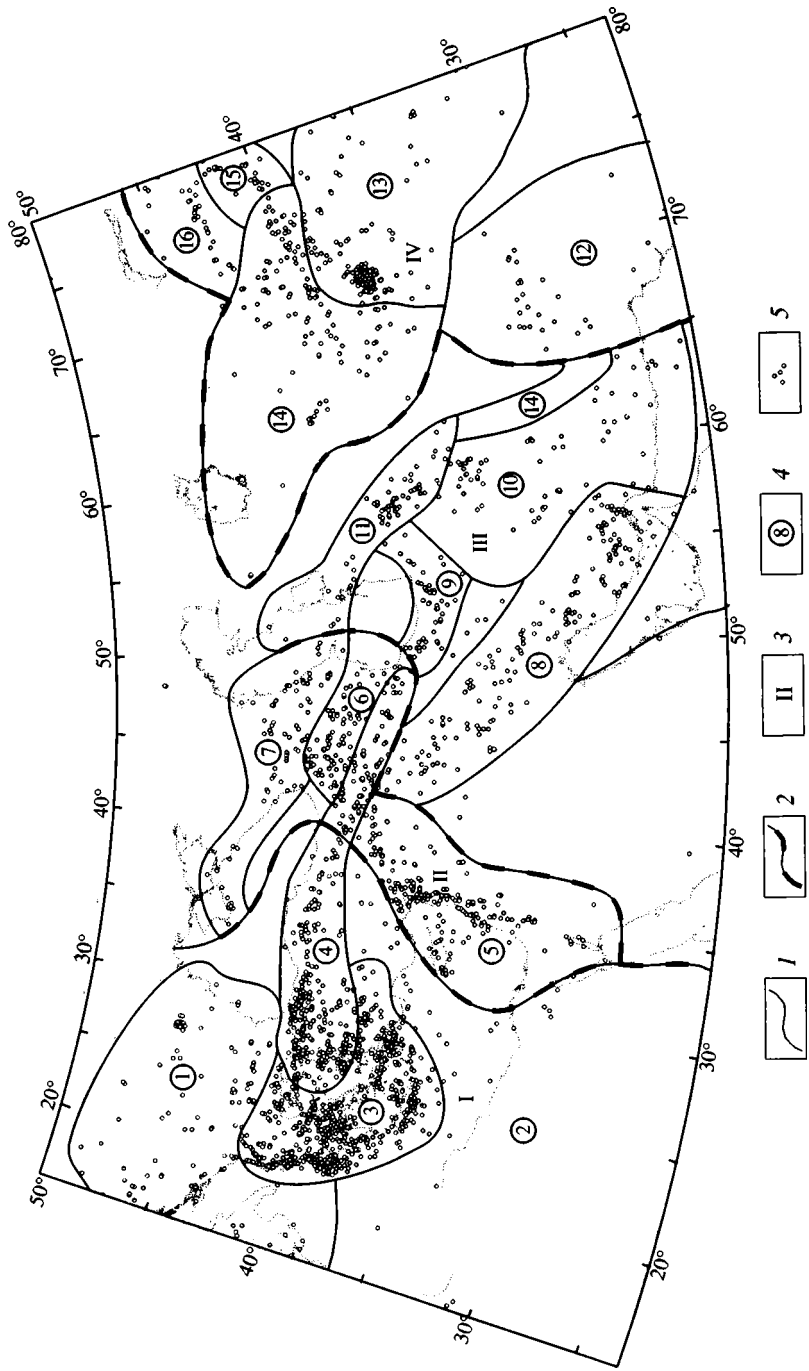
Fig. 48. Correlation between number of strong earthquakes (N) in seismotectonic zones 3–5 (fig. 49) and phases of historical rise and degradation in the Byzantine Empire (compiled by V.G. Trifonov with using [История Византии, 1967] and Appendix 2)

1–3 – magnitudes of earthquakes: 1 – $M_S = 5,7-6,5$; 2 – $M_S = 6,6-7,4$; 3 – $M_S = 7,5-8,3$

Результаты сопоставления показали, что между состоянием империи и числом зафиксированных землетрясений нет однозначной связи (рис. 48). Так, максимумы количества землетрясений 1151–1200 гг. (16 событий) и 1251–1300 гг. (19 событий) действительно совпадают с фазами относительного подъема и благополучия Византии. Вместе с тем ряд максимумов падает на переломные эпохи от подъема и относительного благополучия к глубокому упадку (351–400 гг. – 22 события; 1001–1050 гг. – 23 события) или от упадка к подъему (501–550 гг. – 31 землетрясение), а максимумы 401–450 гг. и 451–500 гг. (по 21 событию в каждом), 551–600 гг. (23 события) и 1051–1100 гг. (17 событий) приходятся на фазы общественного упадка.

Повышенным количеством землетрясений отмечена середина XV в. – эпоха гибели Византии (падение Константинополя в 1453 г.) и коренной перестройки общественной жизни. Если к этому добавить, что на эпохи упадка или перехода от благополучия к упадку приходятся сильнейшие землетрясения и, в частности, все известные землетрясения с магнитудами $M_S \geq 8$ (365, 859, 1114, 1201 и 1303 гг.), резоннее говорить не о лучшей регистрации землетрясений в стадии общественного благополучия, а о совпадении усиления сейсмичности с эпохами политического и экономического спада и, соответственно, о возможном вкладе последствий землетрясений в такой спад.

По-видимому, фактор неполноты регистрации землетрясений наиболее проявляется при анализе временных вариаций сейсмичности в небольших по площади сеймотектонических зонах, но становится менее ощутимым при их объединении, как сделано на рис. 48. Это побудило нас при исследовании пространственно-временного распределения сильных землетрясений ограничиться выделением достаточно крупных и вместе с тем сеймотектонически обособ-



ленных зон и областей, нередко объединяющих несколько взаимосвязанных зон активных разломов и сосредоточенной сейсмичности. Были выделены следующие зоны и области (рис. 49):

1. Карпато-Балканская область;
2. Восточное Средиземноморье и прилегающая часть Африки;
3. Эгейский регион, включая Грецию и прилегающую к морю часть Анатолии;
4. Северо-Анатолийская зона;
5. Левантская и Восточно-Анатолийская зоны (последняя – лишь южнее зоны 4);
6. Малый Кавказ и Нижнекуринская впадина;
7. Большой Кавказ;
8. Загрос;
9. Эльбурс и Аладаг;
10. Восточный Иран и Макран;
11. Копетдаг и Биналуд;
12. Западное обрамление Индийской плиты (Белуджистан и Индская впадина);
13. Северный фланг Индийской плиты (Гималаи, Каракорум, Восточный Гиндукуш, Памир, Кунь-Лунь, смежные области Тибета и Тарима);
14. Западный Тянь-Шань, Афгано-Таджикская депрессия и смежная часть Туранской плиты;
15. Южный Тянь-Шань с прилегающей частью Тарима;
16. Центральный и Северный Тянь-Шань.

Выделенные зоны и области объединены в четыре провинции, занимающие в Альпийско-Гималайском поясе различное неотектоническое положение и, по существу, представляющие его разные сегменты (см. рис. 49):

- I. Область взаимодействия Африканской и Анатолийской плит и европейской части Евразийской плиты (зоны 1–3 и западная часть зоны 4);
- II. Западный фланг и северный фронт области взаимодействия Аравийской и Евразийской плит (зоны 5–7 и восточная часть зоны 4);
- III. Северо-восточная часть области взаимодействия Аравийской и Евразийской плит (зоны 8–11);
- IV. Западный фланг и северная фронтальная часть области взаимодействия Индийской и Евразийской плит (зоны 12–16).

Рис. 49. Эпицентры сильных ($M_S \geq 5,7$) землетрясений, сеймотектонические зоны и провинции центральных сегментов Альпийско-Гималайского коллизийного пояса (составили Е.Р. Сенько и В.Г. Трифонов)

1 – границы зон; 2 – границы провинций; 3 – номера сеймотектонических провинций: I – Карпато-Эгейской, II – Левантско-Кавказской, III – Иранской, IV – Индо-Памирской; 4 – номера сеймотектонических зон (областей): 1 – Карпато-Балканской, 2 – Восточно-Средиземноморской, 3 – Эгейской, 4 – Северо-Анатолийской, 5 – Левантско-Восточно-Анатолийской, 6 – Малого Кавказа, 7 – Большого Кавказа, 8 – Загросской, 9 – Эльбурской, 10 – Восточно-Иранской, 11 – Копетдагской, 12 – Бенгальской, 13 – Памиро-Гималайской, 14 – Турано-Таджикской, 15 – Южно-Тянь-Шаньской, 16 – Северо-Тянь-Шаньской; 5 – эпицентры землетрясений

Fig. 49. Epicentres of strong ($M_S \geq 5,7$) earthquakes, seismotectonic zones and provinces in the central segments of the Alpine-Himalayan collision belt (compiled by E.R. Senko and V.G. Trifonov)

1 – zone boundaries; 2 – province boundaries; 3 – numerals of seismotectonic provinces: I – Carpathian-Aegean, II – Levant-Caucasus, III – Iranian, IV – Pamir-Indian; 4 – numerals of seismotectonic zones (areas): 1 – Carpathian-Balkan, 2 – Eastern Mediterranean, 3 – Aegean, 4 – North Anatolian, 5 – Levant-East Anatolian, 6 – Lesser Caucasus, 7 – Great Caucasus, 8 – Zagros, 9 – Alborz, 10 – East Iran, 11 – Copet Dagh, 12 – Bengal, 13 – Pamir-Himalayan, 14 – Turan-Tadjik, 15 – Southern Tien Shan, 16 – Northern Tien Shan; 5 – epicentres of earthquakes

При сравнении провинций и зон и анализе временного ряда сейсмичности мы учитывали время начала регистрации сильных землетрясений. Единичные сведения о весьма древних сейсмических событиях, полученные методами археологической и палеосейсмологии, а позднее и из случайных исторических документов, есть для многих зон и областей региона. Эти сведения учитывались в общерегиональных оценках, но из-за своей фрагментарности не могли использоваться для построения временных рядов сейсмичности отдельных зон и областей. Принципиальным моментом в создании таких рядов было время начала систематической регистрации землетрясений. Его признаками считались первое появление не менее двух зафиксированных сейсмических событий в течение 50-летнего интервала и более или менее непрерывная последующая их регистрация. Повсеместно этот момент наступал при достижении достаточно высокого уровня культуры общества, широко распространении письменности и появлении интереса к естественным и точным наукам.

В Эгейском регионе начало систематической регистрации землетрясений приходится на вторую половину VI в. до н.э., т.е. начало классического этапа Древней Греции. Чуть позже, но также в античную эпоху (вторая половина IV в. до н.э.) начинается систематическая регистрация землетрясений в Северо-Анатолийской зоне и Восточном Присредиземноморье. В Кавказском регионе этот момент приходится на раннее Средневековье – середину V в. на Большом и начало VIII в. на Малом Кавказе, а в Иране и оазисах Средней Азии – на эпоху политического господства Багдадского халифата с его блистательными культурными традициями и высоким уровнем развития естественных и точных наук. Так, в Загросе и Северном Иране систематическая регистрация землетрясений начинается с IX в., а в более восточных областях Ирана и Средней Азии (Бактрия и Согдиана), а также в Египте – с X в. Чуть позже, с XII в., начался этот процесс в христианской Карпато-Балканской области. В областях, находившихся в сфере влияния индийской культуры, систематической регистрации землетрясений не было, вероятно, из-за особенностей менталитета этой цивилизации, вплоть до середины XIX в., когда такая служба была налажена английской колониальной администрацией. Тогда же, но уже усилиями администрации Российской империи, началась систематическая регистрация землетрясений в горах Тянь-Шаня, Памира и на обрамлениях Таримской впадины. Прежде этого не было, вероятно, из-за трудной доступности и удаленности указанных областей от крупнейших центров цивилизации.

3.2.2. Пространственное распределение сильных землетрясений

На рис. 50 представлено распределение суммарной энергии, выделенной всеми зафиксированными сильными ($M_s \geq 5,7$) землетрясениями региона. Из общего количества выделенной энергии почти 47% приходится на провинцию I, чуть более 23% – на провинцию II, около 13% – на провинцию III и почти 18% – на провинцию IV. В провинциях I и II главный вклад вносят: зона 3 (Эгейская) – 26% общего количества энергии, выделенной в регионе; зона 4 (Северо-Анатолийская) – 20%; зона 5 (Левантско-Восточно-Анатолийская) – 14%. В провинции IV чуть меньше половины выделенной там сейсмической энергии приходится на зону 13 (Памиро-Гималайскую).

Очевидно, что в значительной мере повышенное количество энергии, выделенной зафиксированными в зонах 3–5 землетрясениями, определяется длительностью их систематической регистрации. По сравнению с другими зонами провинций I, II и III этот фактор не является решающим, поскольку до VIII в. н.э.,

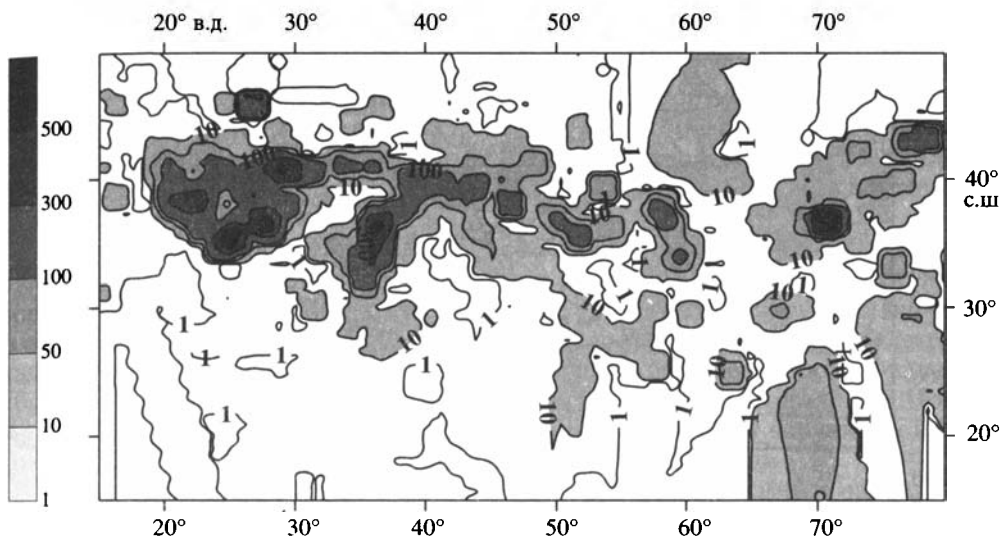


Рис. 50. Распределение сейсмической энергии, выделенной землетрясениями с $M_S \geq 5,7$, зафиксированными с 3200 г. до н.э. в центральных сегментах Альпийско-Гималайского коллизионного пояса, в 10^{15} Дж (составила Е.Р. Сенько)

Fig. 50. Distribution of seismic energy (in 10^{15} j.), released by earthquakes with magnitudes $M_S \geq 5,7$ since 3200 BC in the central segments of the Alpine-Himalayan collision belt (compiled by E.R. Senko)

когда началась устойчивая регистрация землетрясений в странах ислама и чуть позже в Карпато-Балканской области, в зонах 3–5 было выделено лишь 1/4–1/3 общего количества энергии. Иначе говоря, поправка на длительность наблюдений не изменяет принципиально соотношений между сейсмичностью провинций I–III и расположенных в них сейсмотектонических зон.

Иначе обстоит дело с провинцией IV, на большей части которой систематическая регистрация сейсмичности началась лишь в середине XIX в. Значение этого фактора становится очевидным, если сравнить распределение общего количества энергии, выделенной сильными землетрясениями региона и энергии, выделенной за XX в. (рис. 51). Соотношения между провинциями изменяются: в провинции IV количество выделенной энергии возрастает до 41,5%, а в провинциях I и II уменьшается соответственно до 38,5% и 7%; в провинции III оно сохраняется на прежнем уровне.

Столь резкое снижение энергии землетрясений в провинции II связано прежде всего с особенностями ритмичности сейсмогенеза в Левантско-Восточно-Анатолийской зоне 5. Однако общее перераспределение количества выделенной энергии от западных провинций к провинции IV определяется появлением и последовательным улучшением инструментальной регистрации сейсмических событий. Поэтому резко возросло общее число зафиксированных сильных землетрясений, но особенно землетрясений мантийных с глубинами гипоцентров >70 км. Наибольшее число таких землетрясений приурочено к Памиро-Гиндукушской сейсмофокальной зоне, расположенной на северо-востоке сейсмотектонической зоны 13 и в прилегающей части зоны 14. На землетрясения с глубинами очагов >70 км приходится почти половина энергии, выделенной сильными землетрясениями XX в. в провинции IV, тогда как в провинции I – лишь 28%, а в провинциях II и III подобные глубокие землетрясения единичны. Исходя из этих соотношений можно допустить, что при столь же полной регистрации до-

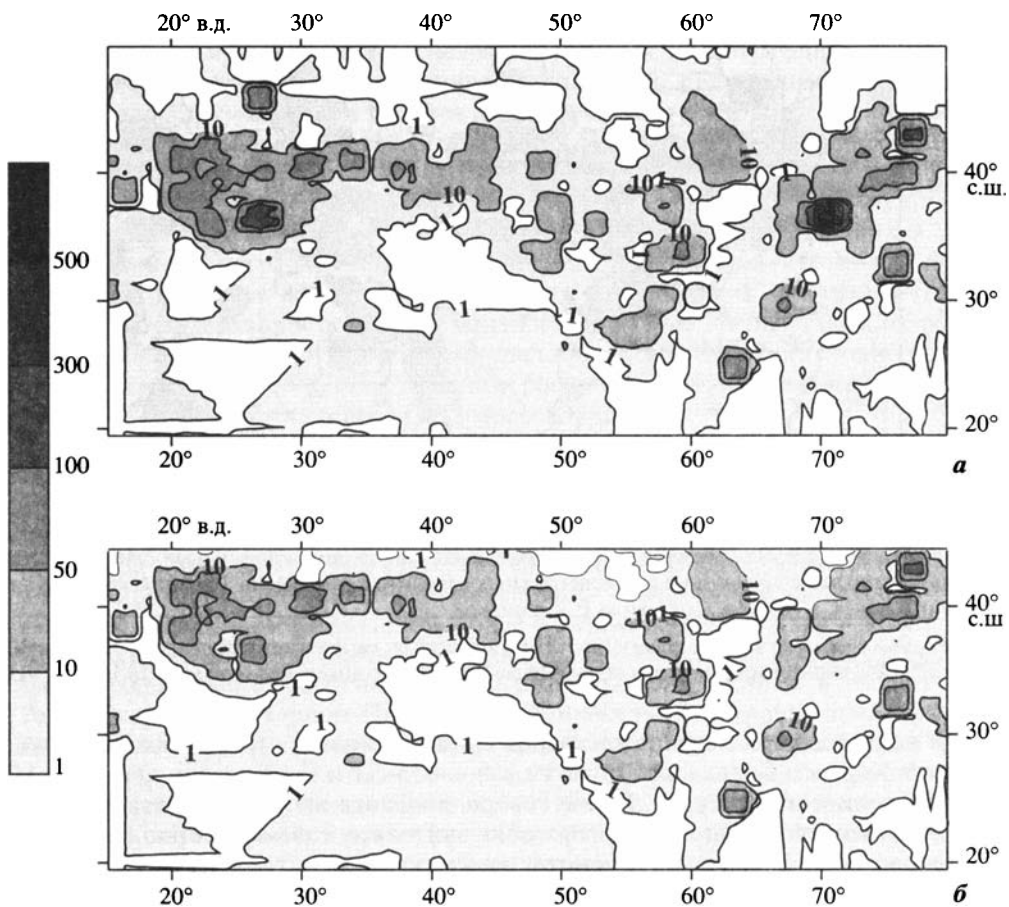


Рис. 51. Распределение сейсмической энергии, выделенной землетрясениями XX в. с $M_S \geq 5,7$ в центральных сегментах Альпийско-Гималайского коллизионного пояса, в 10^{15} Дж (составила Е.Р. Сенко): *a* – всеми сильными землетрясениями; *б* – сильными землетрясениями на глубинах до 70 км

Fig. 51. Distribution of seismic energy (in 10^{15} j.), released by earthquakes with magnitudes $M_S \geq 5,7$ in XX century in the central segments of the Alpine-Himalayan collision belt (compiled by E.R. Senko): *a* – all strong earthquakes; *б* – strong earthquakes in depths lower than 70 km

инструментальных землетрясений уровень сейсмичности в провинции IV был бы не ниже, чем в провинции I.

Это подтверждает расчёт поля тензоров скоростей современной тектонической деформации по данным об активных разломах, показавший её суммарное распределение в позднем плейстоцене и голоцене, т.е. в течение отрезка времени, более длительного, чем представлен в каталоге сильных землетрясений [Трифонов и др., 1997, 1998, 2002; Трифонов, Певнев, 2001; Trifonov et al., 1997, 1999]. Расчёт показал, что современные деформации сконцентрированы вдоль границ Индийской и Аравийской плит и прежде всего на их северных флангах, а также наиболее подвижных малых плит, Тибетской и Анатолийской, особенно на юго-западном фланге последней – в Эгейском регионе. При этом деформации на обрамлениях Индийской плиты больше, чем на обрамле-

ниях Аравийской. Высокие скорости современных деформаций укорочения и удлинения отмечены и на границах некоторых микроплит, например, Джунгарской и Монгольской. Все зоны концентрации деформаций характеризуются высокой коровой сейсмичностью. Хотя точной корреляции между величинами деформаций и количеством выделенной сейсмической энергии не обнаруживается, связь этих проявлений сейсмической и современной тектонической активности несомненна.

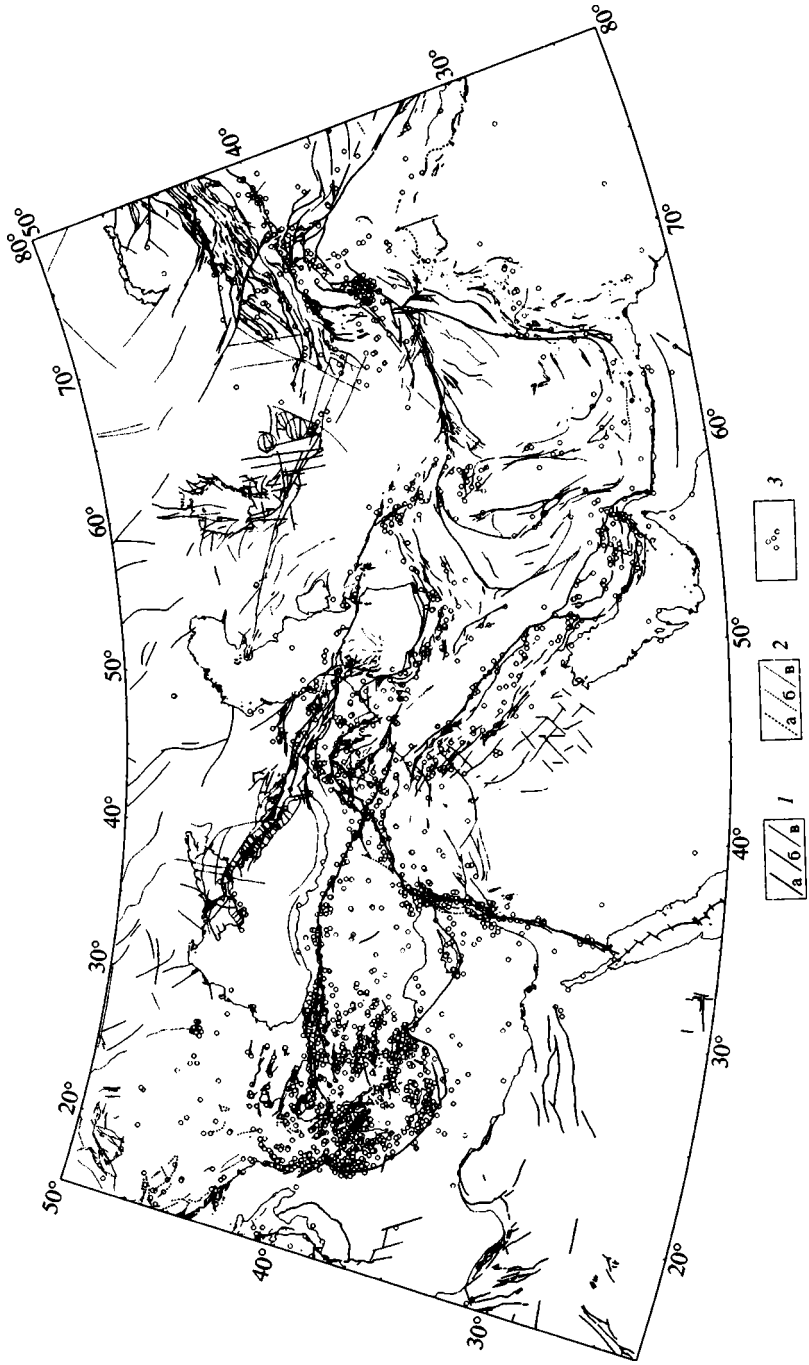
Внутри выделенных провинций и сеймотектонических зон большинство очагов сильных землетрясений приурочено к активным разломам и их зонам [Ambraseys, 1970, 1975; Berberian, 1976, 1981, 1994; Trifonov, Karakhanian, Assaturian, Ivanova, 1994] (рис. 52). Описана приуроченность очагов землетрясений к Северо-Анатолийской, Восточно-Анатолийской и Левантской зонам разломов, Главному современному разлому Загроса, активным разломам Ирана, Армении и других областей. Возникшие при землетрясениях нарушения наследовали геометрию и направление смещений по этим разломам.

Связь сейсмических линеаментов с активными разломами позволила использовать их как индикаторы потенциальных зон возникновения очагов землетрясений (зон ВОЗ). Более того, параметры активных разломов и выявленные в их зонах проявления архео- и палеосейсмичности дополнили данные о землетрясениях, охарактеризованных инструментальными наблюдениями и историческими документами, в оценке максимальной возможной магнитуды и повторяемости землетрясений зон ВОЗ, что явилось основой для расчёта сейсмических воздействий, т.е. сейсмического районирования территорий [Уломов, Шумилина, 1999; Shebalin et al., 2000; Trifonov, 2000; Ulomov et al., 1999].

Выделяются участки активных зон, где землетрясения регулярно повторялись и происходили чаще, чем в прочих участках. К их числу относятся, прежде всего, пересечения активных разломов, что неоднократно отмечалось исследователями. В рассматриваемом регионе выделяются, как минимум, два типа таких пересечений. Один из них представлен областью пересечения Северо-Анатолийской и Восточно-Анатолийской зон [Trifonov et al., 1993; Trifonov, 2000]. Обе зоны активны сейчас и характеризуются сдвиговыми перемещениями, которые приводят к формированию всё новых ветвей разлома, связывающих их разобщённые отрезки. Эти новые ветви являются дополнительным сейсмогенерирующим фактором, в значительной мере определяющим локализацию очагов землетрясений.

Второй тип пересечений был наиболее детально изучен нами на Юго-Восточном Кавказе, где очаги землетрясений располагались не на всём протяжении продольных к горному сооружению активных надвигов и взбросов, а лишь в тех местах, где они пересекаются с зонами нарушений северо-западного и северо-восточного простираний. Как правило, эти секущие зоны выражены на поверхности слабо: либо системой непротяжённых и малоамплитудных активных разломов и трещин, либо теми или иными изменениями в морфологии продольных к Кавказу разломов и складок. Но секущие зоны находят отражения в геофизических полях и нередко характеризуются аномальным поглощением сейсмических волн, т.е. активны на более глубоких уровнях земной коры, чем продольные разломы [Макаров и др., 1974]. Тем самым выявляется дисгармония между активными структурами разных уровней земной коры, и в местах стыка таких разнонаправленных и разноглубинных структур концентрируются напряжения и возникают очаги землетрясений.

Иной тип структурной приуроченности сильных землетрясений установлен в Северо-Анатолийской зоне разломов. Анализ взаимного расположения эпи-



центров сильных землетрясений и возникших при этих землетрясениях сейсмогенных разрывов показал, что эпицентры чаще всего располагаются на концах сейсмогенных разрывов, где они (т.е. соответствующие отрезки Северо-Анатолийской зоны) расположены эшелонированно друг относительно друга [Trifonov, Karakhanian, Assaturian, Ivanova, 1994]. Землетрясения оказываются приуроченными к тем участкам активной зоны, где она ещё не нашла чёткого структурного выражения, т.е. породы менее раздроблены, и вместе с тем накапливаются тектонические напряжения в процессе движений по соседним отрезкам активной зоны.

Приуроченность очагов землетрясений к местам кулисного подставления сегментов Северо-Анатолийской зоны наглядно иллюстрируется её отрезком между 33° и 40° в.д. Здесь с 345 г. н.э. по 1992 г. зафиксировано 40 землетрясений с магнитудами $M_S \geq 5,7$. Из них 39 событий регулярно повторялись в пяти таких сейсмических очагах [Trifonov, 2000]. С востока на запад это очаги: Эрзинджан ($39,8 \pm 0,8^\circ$ с.ш., $39,5 \pm 0,1^\circ$ в.д.; 16 событий, в том числе 1939 г. с $M_S = 7,8$); Сусехри ($40,2 \pm 0,2^\circ$ с.ш., $37,9 \pm 0,1^\circ$ в.д.; 5 событий, в том числе 1929 г. с $M_S = 6,4$); Эрбаа–Никсар ($40,6 \pm 0,5^\circ$ с.ш., $36,5 \pm 0,5^\circ$ в.д.; 7 событий, в том числе, вероятно, 1668 г. с $M_S = 8$); Хавза – оперяющий разлом Мерзифон ($40,8 \pm 0,2^\circ$ с.ш., $35,4 \pm 0,4^\circ$ в.д.; 5 событий, в том числе 1509 г. с $M_S = 7,4$); Илгаз–Ладик ($40,85 \pm 0,25^\circ$ с.ш., $33,6 \pm 0,3^\circ$ в.д.; 6 событий, в том числе 1943 г. с $M_S = 7,3$).

Эрзинджанский очаг отличается особенно высоким уровнем сейсмичности. Это обусловлено не только кулисным подставлением сегментов самой Северо-Анатолийской зоны, но и близостью её пересечения с Восточно-Анатолийской зоной и приуроченностью к району Эрзинджана крупнейшего в Северо-Анатолийской зоне ультрабазитового массива. Происходящее в нём преобразование перидотита в серпентинит, вероятно, также воздействует на напряжённо-деформированное состояние и служит дополнительным источником сейсмической энергии и вертикальных движений [Иванова, Трифонов, 1993, 1998; Trifonov, Karakhanian, Assaturian, Ivanova, 1994; Trifonov, 2000]. Показательно, что в Эрзинджанском участке определяемая по параметрам землетрясений суммарная скорость современных движений выше, чем может объясняться взаимным перемещением Анатолийской и Евразийской плит [Трифонов, Певнев, 2001], и это превышение приходится на дополнительную вертикальную компоненту движений.

Помимо сильнейшего сейсмического события 1939 г. на Эрзинджанском участке в XX в. произошло 13 землетрясений с магнитудами $M_S \geq 5,5$. Первое зафиксированное землетрясение датируется здесь 800–802 гг. Оно произошло в долине Евфрата вблизи г. Когату (между гг. Эрзинджан и Камах) и сопровож-

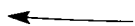


Рис. 52. Эпицентры сильных ($M_S \geq 5,7$) землетрясений и активные разломы центральных сегментов Альпийско-Гималайского коллизийного пояса (составили Е.Р. Сенько и В.Г. Трифонов)

1 – разломы, активные в позднем плейстоцене и голоцене, включая современность, разделенные по средним скоростям движений, мм/год: $a - V \geq 5$, $b - 1 \leq V < 5$, $\theta - V < 1$; 2 – разломы, активные в среднем плейстоцене и, возможно, позднем плейстоцене и голоцене, разделенные по средним скоростям движений, мм/год: $a - V \geq 5$, $b - 1 \leq V < 5$, $\theta - V < 1$; 3 – эпицентры землетрясений

Fig. 52. Epicentres of strong earthquakes ($M_S \geq 5,7$) and active faults in the central segments of the Alpine-Himalayan collision belt (compiled by E.R. Senko and V.G. Trifonov)

1 – faults active in Late Pleistocene and Holocene, including present time, differentiated by average rates of motion, mm/year: $a - V \geq 5$, $b - 1 \leq V < 5$, $\theta - V < 1$; 2 – faults active in Middle Pleistocene and possibly in Late Pleistocene and Holocene, differentiated by average rates of motion, mm/year: $a - V \geq 5$, $b - 1 \leq V < 5$, $\theta - V < 1$; 3 – epicentres of earthquakes

далось разрушением гор и образованием запруды на Евфрате. С 800 по 1900 г. в исторических хрониках нам удалось обнаружить сведения о 33 землетрясениях с $M_S \geq 5,5$, неоднократно разрушавших Эрзинджан (прежний Ерзнка) и унёсших десятки тысяч человеческих жизней. Основные сведения о землетрясениях содержатся в армянских источниках, но есть также интересные путевые заметки венецианца Ульяма Рубруки о землетрясении 1254 г., а Леонардо да Винчи оказался свидетелем и оставил подробное описание катастрофического землетрясения 1482 г.

Обнаруживается характерная миграция землетрясений (последовательная активизация очагов). Неоднократно отмечавшаяся [Ravoni, 1961; Ambroseys, 1970] последовательная, с востока на запад, активизация очагов в XX в. от Эрзинджана (1939 г., $M_S = 7,8$) к Эрбаа–Никсару (1942 г., $M_S = 7,0$), Ладику (1943 г., $M_S = 7,3$) и Балу (1944 г., $M_S = 7,3$) – явление не уникальное для этой зоны. Оно имело место и прежде [Trifonov, Karakhanian, Assaturian, Ivanova, 1994]. В XI в. последовательно активизировались очаги Эрзинджан (1045 г., $M_S \geq 7,5$) и Амасия (1050 г., $M_S \geq 7,5$); в XVI в. – Эрзинджан (1584 г., $M_S \geq 7,0$) и Амасия (1598 г., $M_S \geq 6,0$); в XVII в. – Эрзинджан (1666 г.; $M_S = 7,5$), Эрбаа–Никсар (17 августа 1668 г.; $M_S = 8,0$) и Конья (13 сентября 1668 г., $M_S = 6,0$).

Наряду с этим при землетрясениях в Эрзинджанском очаге с $M_S = 5,5$ – $6,9$ могла возникать и иная ситуация: землетрясения повторялись там в течение 1–3 лет и завершались событием с $M_S \geq 7,0$ или происходила миграция очагов либо к востоку вдоль Северо-Анатолийской зоны (Муш, Ван), либо к северо-востоку вдоль Восточно-Анатолийской зоны (Эрзрум, Олту).

Подобная последовательность активизации очагов сильных землетрясений обнаруживается и вдоль Восточно-Анатолийской зоны с юго-запада на северо-восток. Так, после землетрясения 1872 г. с $M_S = 7,2$ к востоку от Александретты (Искандерон), в 1874 и 1875 гг. имели место землетрясения с $M_S = 7,1$ и $M_S = 6,7$ вблизи оз. Хазар. Аналогичным образом, после землетрясения 1893 г. с $M_S = 7,1$ в окрестностях г. Малатия произошли землетрясения 1905 и 1908 гг. соответственно в 30 км ($M_S = 6,5$) и в 50 км ($M_S = 6,7$) к северо-востоку от него.

В Гарнийской зоне разломов Армении наблюдается сходное эшелонированное расположение сегментов, которые в этом случае соединены короткими нарушениями, ориентированными косо к простиранию зоны и образуют характерные ромбовидные структуры (см. раздел 6.2.1). К ним приурочены очаги сильных землетрясений. Они также активизировались последовательно в северо-западном направлении, но через более длительные отрезки времени: 906 г. (Вайодзор, $M_S = 7,0$) – 1679 г. (Гарни, $M_S = 7,0$) – 1827 г. (Цахкадзор, $M_S = 7,0$) – 1988 г. (Спитак, $M = 7,0$). Расстояния между эпицентрами составили соответственно 50, 65 и 45 км.

3.2.3. Долговременная ритмичность сильных землетрясений

Поскольку систематическая регистрация сейсмических событий в Восточном Присредиземноморье началась лишь в VI–IV в. до н.э., а в других зонах и областях региона ещё позже, более ранние фазы сейсмической активизации намечаются сугубо гипотетически на основе результатов палео- и археосейсмологических исследований. Так, в провинциях I–III (зоны 3, 5, 6 и 9) обнаружены следы сильных землетрясений середины III тысячелетия до н.э. Позднее выделяется интенсивностью проявлений землетрясение, непосредственно предшествовавшее Великому Минойскому извержению Санторина. Последствия этого вулканотектонического события охватили весь юг и восток Эгейской области,

а сопровождавшее его цунами, по-видимому, проявилось и на аттическом побережье Греции. Событие датируется нами второй половиной XVI в. до н.э. (см. раздел 4.4).

Следующий предполагаемый всплеск сейсмичности, зафиксированный в провинциях I и II, относится ко второй половине II тысячелетия до н.э. В зонах 3 и 5 намечаются два пика его проявлений: около 1400 г. до н.э. и во второй половине XIII в. Последний отмечен сильным землетрясением и на южном склоне Большого Кавказа. Датировки этих событий неточны, а интенсивность их проявлений оценена весьма гипотетически. Тем не менее показательны результаты археосейсмологических исследований [Stiros, 1996], согласно которым большинство ахейских городов Греции во второй половине XIII в. оказались разрушенными или сильно повреждёнными сильными землетрясениями. Это нарушило управление, понизило обороноспособность и сделало ахейские города сравнительно лёгкой добычей дорийских и фракийско-иллирийских племен, что привело к гибели микенской культуры и имело большие социально-политические последствия для всего Восточного Присредиземноморья (см. раздел 7.3).

С середины I тысячелетия до н.э. становится доступной для изучения ритмичность сейсмических проявлений отдельных сеймотектонических зон Восточного Присредиземноморья. Анализ их временных рядов целесообразно строить на совместном рассмотрении не только количества выделенной сейсмической энергии, определения которой неточны, но и числа сильных землетрясений.

В Эгейской области (зона 3) на основе такого совместного анализа намечаются максимумы сейсмических проявлений в первой половине IV в. до н.э. и второй половине I в. н.э. (рис. 53–55). Далее следует резкий пик второй половины IV в., связанный прежде всего с сильнейшим в регионе Критским землетрясением 365 г. ($M_S = 8,3$), после чего количество зарегистрированных сильных землетрясений и выделение сейсмической энергии остаются повышенными до второй половины VI в. Затем показатели сейсмической активности резко снижаются, и следующий пик сейсмичности, связанный с сильнейшим ($M_S = 8,0$) землетрясением 1303 г., приходится на начало XIV в. После этого вновь наступило затишье, прерванное сейсмической активизацией второй половины XV в.

С начала XVII в. до середины XX в. число зарегистрированных землетрясений нарастает. На этом фоне количеством выделенной сейсмической энергии обозначены максимумы второй половины XVIII в. и второй половины XIX в. На последний приходится сильнейшее ($M_S = 8,2$) землетрясение 1856 г. Несмотря на принципиальное улучшение регистрации сейсмических событий, особенно мантийных, суммарное выделение сейсмической энергии в первой половине XX в. меньше, чем во второй половине XIX в. Оно ещё более снижается во второй половине XX в. Явной периодичности в описанном временном ряду незаметно. Предположительно намечаются циклы, близкие к 150 годам или кратные этой величине (300, 450 и 750 лет).

В Северо-Анатолийской зоне 4 (см. рис. 53–55) первый зафиксированный сейсмический максимум приходится на вторую половину IV в. до н.э. В I–II вв. н.э. число зарегистрированных землетрясений возрастает, а по количеству выделенной энергии намечаются максимумы первой половины I в. и второй половины II в. После непродолжительного спада со второй половины IV в. до конца VI в. устанавливается эпоха повышенного числа землетрясений и количества выделенной ими энергии, названная ранневизантийским пароксизмом. Наибольшим числом землетрясений отмечены вторая половина IV в. – начало V в., а количество выделенной энергии максимально в конце VI в.

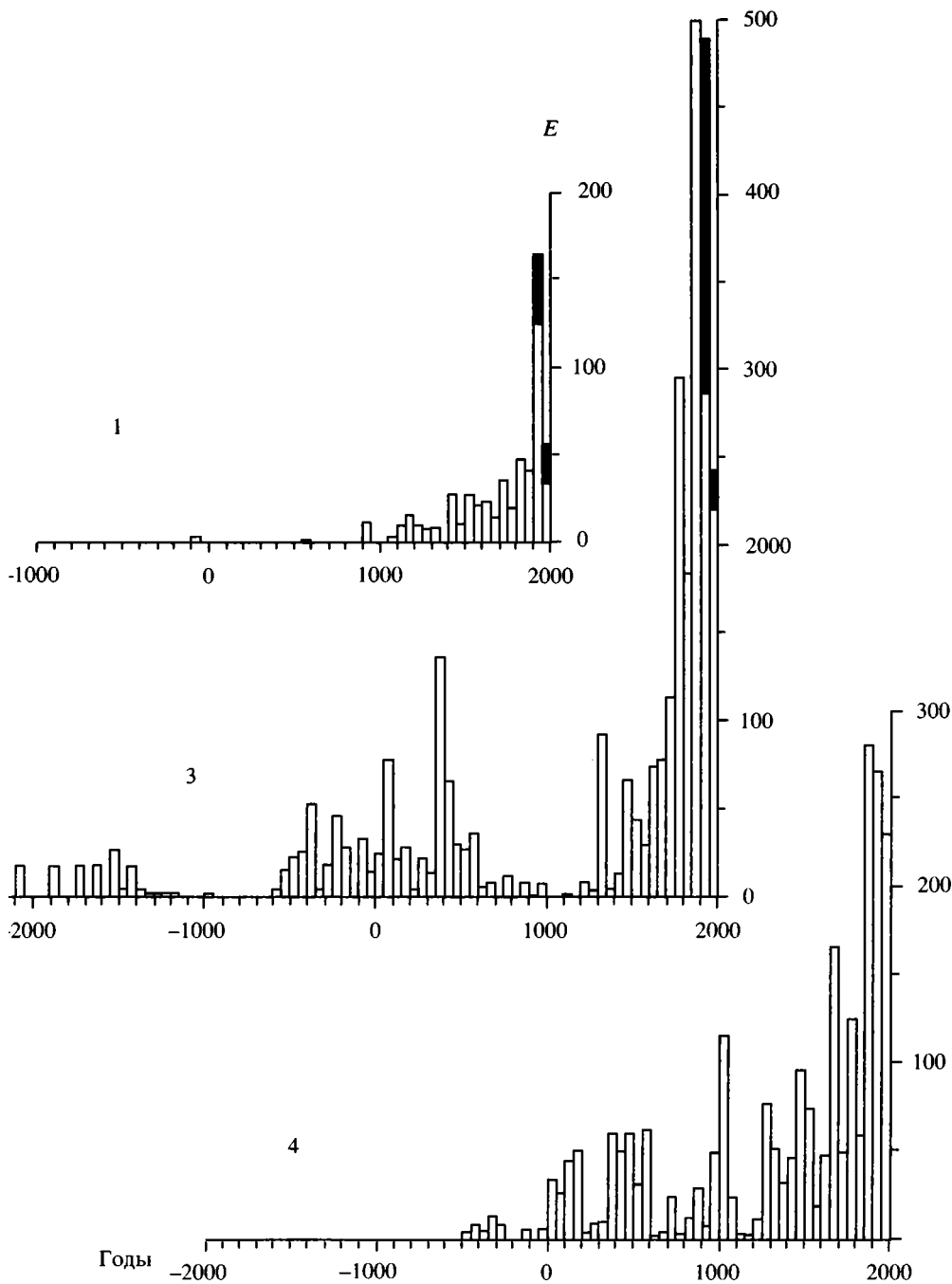


Рис. 53. Гистограммы количества сейсмической энергии, выделенной землетрясениями с $M_S \geq 5,7$ в сеймотектонических зонах 1, 3, 4 области взаимодействия Африканской, Анатolianской и Евразийской плит, в 10^{15} Дж (составила Е.Р. Сенько)

Гистограммы построены дискретно по 50-летним временным интервалам. Энергия, выделенная промежуточными (гипоцентры глубже 70 км) землетрясениями XX в., показана чёрным цветом

Далее следует эпоха относительного спада сейсмичности, прерванная всплеском первой половины XI в. После него выделяются пики второй половины XIII в. и второй половины XV в. – начала XVI в., разделённые эпохами спада активности. Следующее резкое её усиление имело место во второй половине XVII в., когда произошло сильнейшее в зоне 4 землетрясение 1668 г. ($M_S = 8,0$). На фоне последующего возрастания числа зафиксированных землетрясений наибольшее количество выделенной сейсмической энергии приходится на вторую половину XIX в., а в течение XX в. происходит общий спад активности, прерываемый её кратковременными всплесками.

Северо-Анатолийская зона характеризуется гораздо более чёткой периодичностью сейсмической активизации, чем Эгейская область. Возможно, это связано со структурной однородностью зоны. Намечаются периоды в $200 \div 250$ лет или кратные им ($450 \div 500$ лет). Главные пики активизации совпадают с пиками Эгейской области: вторая половина IV в. – вторая половина VI в. н.э., вторая половина XV в. и наиболее значительный максимум второй половины XIX в., продолжавшийся в начале XX в.

Характеристика провинции I была бы неполной без рассмотрения сейсмичности Карпато-Балканской области (см. рис. 53, 55), хотя её вклад в общий объём энергии, выделенной землетрясениями провинции I, сравнительно невелик, а систематическая регистрация сильных землетрясений началась здесь лишь в XII в. До середины XX в. на фоне почти непрерывного возрастания числа зафиксированных землетрясений намечаются максимумы второй половины XII в., первой половины XVI в., первой половины XVIII в. и первой половины XX в. Три последних максимума повторялись через 200 лет, но говорить о периодичности на основе столь короткого ряда наблюдений преждевременно.

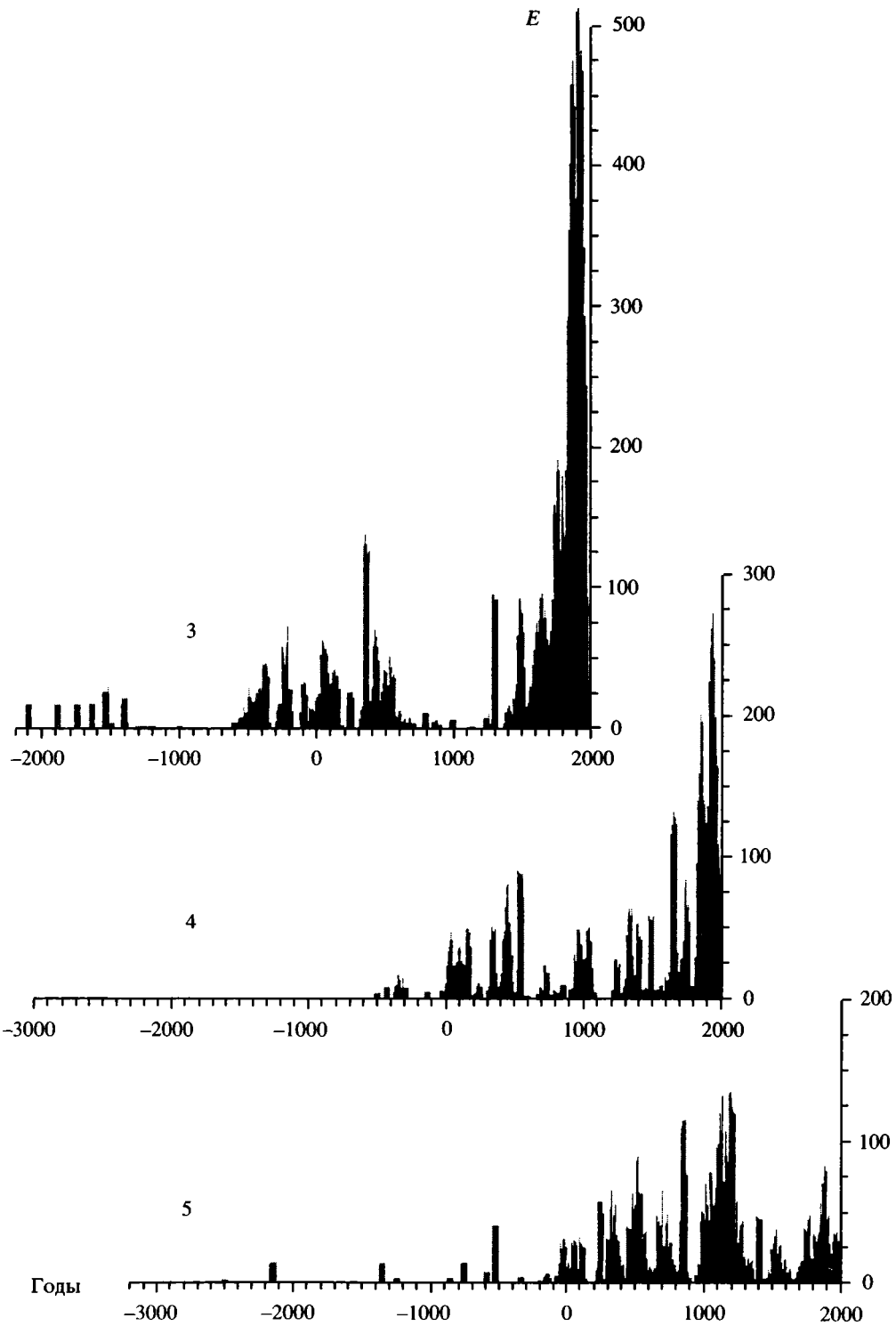
Итак, ритмичность сейсмических проявлений провинции I определяется временным распределением землетрясений в Эгейской области и Северо-Анатолийской зоне. Фазы сейсмической активизации приходились на первую половину IV в. до н.э., вторую половину III в. до н.э. (?), вторую половину I в. н.э., вторую половину IV в., вторую половину VI в., первую половину VIII в. (?), вторую половину X в., первую половину XIV в., первую половину XVI в., вторую половину XVII в. и вторую половину XIX в. – первую половину XX в. (рис. 56–58). Фазы повторялись примерно через 200 лет, и лишь перед фазами, в течение которых происходили сильнейшие землетрясения 365 и 1303 гг. с $M_S = 8,0–8,3$, этот интервал возрастал до $300 \div 350$ лет.

Вместе с тем намечаются черты сходства между эпохами второй половины IV в. – второй половины VI в. и второй половины XVII в. – начала XX в. Обе эпохи характеризовались повышенной сейсмичностью (с учётом усовершенствования регистрации землетрясений с XVIII в. и особенно в XX в.) и на этом фоне содержали два сейсмических максимума – в начале и в конце. Общим эпохам предшествовало постепенно нарастание количества и энергии землетрясений, осложнявшееся спадами и подъёмами.

В провинции II наибольшим числом землетрясений и количеством выделенной энергии отличается Левантско-Восточно-Анатолийская зона 5 (рис. 59, 60). Если исключить ранние события, выявленные методами палео-

←
Fig. 53. Histograms of values of seismic energy (in 10^{15} j.), released by earthquakes with magnitudes $M_S \geq 5,7$ in the seismotectonic zones 1, 3, and 4 of the area of interaction of the African, Anatolian and Eurasian plates (compiled by E.R. Senko)

The histograms are plotted discretely for the 50-year intervals. The energy, released by earthquakes with intermediate hypocentres (dipper than 70 km) is shown by black color



и археосейсмологии, то намечается следующий ряд сейсмических максимумов. Первый из них выражен единственным сильнейшим землетрясением начала VI в. до н.э. Затем после эпохи спада следует пик второй половины I в. до н.э., представленный пятью событиями. Последующий спад прерывается пиками активизации начала III в. н.э. и начала IV в. Последний выражен ростом как числа землетрясений, так и количества выделенной ими энергии. Далее, после непродолжительного спада наступает ещё более сильный пик второй половины V в. Судя по большому числу землетрясений, он продолжается и в начале VI в., но количество выделенной энергии при этом сокращается. На фоне относительного спада выделяется небольшой пик второй половины VII в. Следующий сейсмический максимум приходится на середину IX в. и связан с сильнейшим ($M_S = 8,0$) землетрясением в Восточно-Анатолийской зоне разломов. Далее, после резкого, но непродолжительного спада начинается следующая эпоха активизации. В XI в. она представлена главным образом ростом числа землетрясений, но в XII в. и особенно в начале XIII в. резко возрастает и количество выделенной сейсмической энергии, достигая максимальных для зоны 5 значений. В это время происходят сильнейшие ($M_S = 8,0$) землетрясения 1114 г. в Восточно-Анатолийской зоне разломов и 1201–1202 г. в Левантской зоне. После них наступает спад, на фоне которого выделяется пик первой половины XV в. В XVIII в. число землетрясений и количество выделенной энергии начинают нарастать, достигая высоких значений во второй половине XVIII в. и особенно во второй половине XIX в. В XX в. на фоне неуклонного роста числа зафиксированных сильных событий количество выделенной ими сейсмической энергии снижается.

Итак, в Левантско-Восточно-Анатолийской зоне 5 обнаруживается периодичность сейсмической активизации в $200 \div 250$ лет, иногда выраженная кратной величиной в $450 \div 500$ лет. Она сходна с периодичностью активизации Северо-Анатолийской зоны 4. Но при этом, как уже отмечал ранее А.С. Карахьян [Tifonov, Karakhanian, Assaturian, Ivanova, 1994], пики активизации в зоне 5 на несколько десятилетий опережают аналогичные пики зоны 4. Так, можно полагать, что пику конца I в. до н.э. может соответствовать пик начала I в. н.э. Северо-Анатолийской зоны, максимуму начала XIII в. – пик его второй половины, а пику начала XV в. – пик второй половины этого века. Ранневизантийский пароксизм начинается в зоне 5 в первой половине IV в. – на несколько десятилетий раньше, чем в зоне 4, и настолько же раньше заканчивается. В зоне 5 максимум второй половины XIX в. сменяется в начале XX в. резким спадом, а в зоне 4 он продолжается до середины столетия.

Вместе с тем общее распределение сейсмических проявлений IX–XIII вв. в двух зонах принципиально различно. В зоне 5 пик конца IX в. сменяется кратковременным спадом, за которым следует подъём, достигающий абсолютного максимума для этой зоны во второй половине XII в. – начале XIII в. В зоне 4 мак-

Рис. 54. Гистограммы количества сейсмической энергии, выделенной землетрясениями с $M_S \geq 5,7$ в сеймотектонических зонах 3–5 области взаимодействия Африканской, Аравийской, Анатолийской и Евразийской плит, в 10^{15} Дж (составила Е.Р. Сенько)

Гистограммы построены для 50-летних временных интервалов методом «скользящего окна» в 10 лет

Fig. 54. Histograms of values of seismic energy (in 10^{15} j.), released by earthquakes with magnitudes $M_S \geq 5,7$ in the seismotectonic zones 3–5 of the area of interaction of the African, Arabian, Anatolian and Eurasian plates (compiled by E.R. Senko)

The histograms are plotted for the 50-year intervals by using of «sliding window» with 10-year discreteness

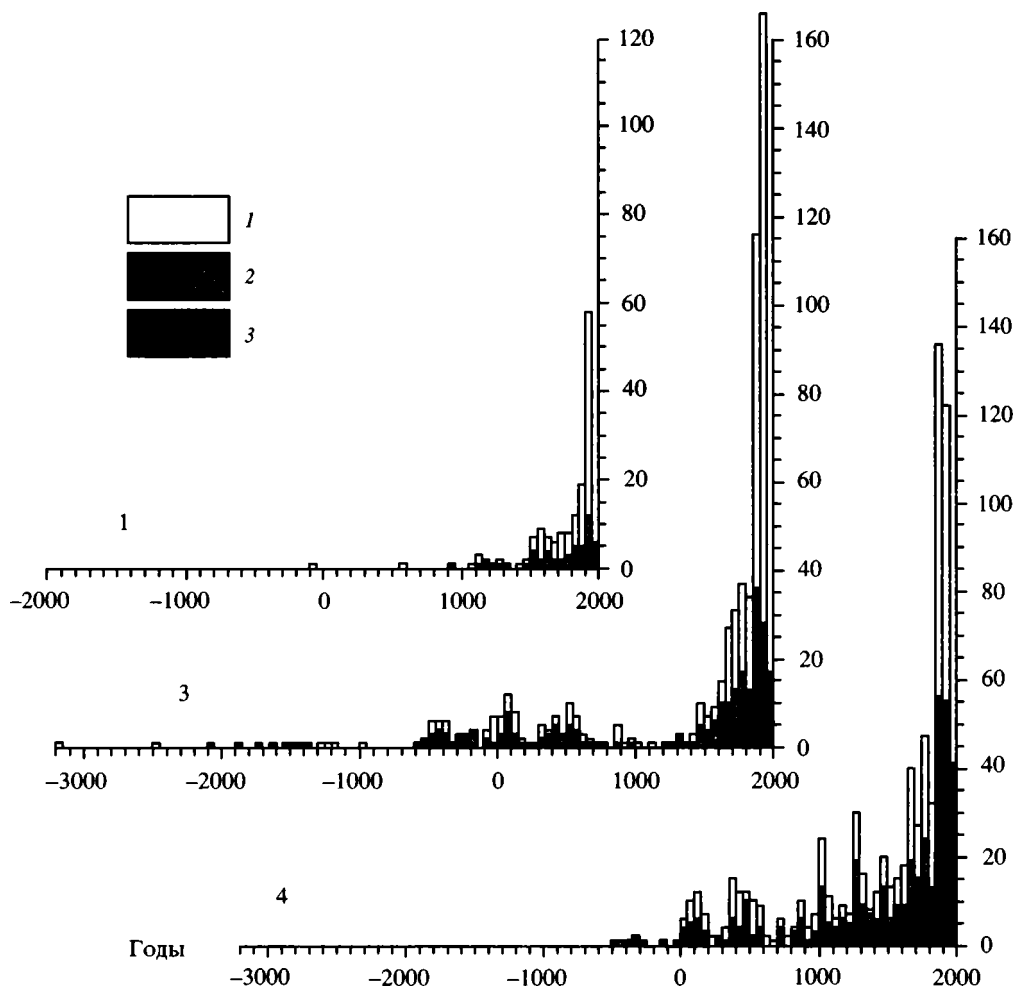


Рис. 55. Гистограммы количества землетрясений с $M_S \geq 5,7$ в сеймотектонических зонах 1, 3, 4 области взаимодействия Африканской, Анатолийской и Евразийской плит (составила Е.Р. Сенько)

Гистограммы построены дискретно по 50-летним временным интервалам. 1–3 – землетрясения с магнитудами: 1 – $M_S = 5,7–6,5$; 2 – $M_S = 6,6–7,4$; 3 – $M_S = 7,5–8,3$

Fig. 55. Histograms of number of earthquakes with magnitudes $M_S \geq 5,7$ in the seismotectonic zones 1, 3, and 4 of the area of interaction of the African, Anatolian and Eurasian plates (compiled by E.R. Senko)

The histograms are plotted discretely for the 50-year intervals and three groups of earthquake magnitudes: 1 – $M_S = 5,7–6,5$; 2 – $M_S = 6,6–7,4$; 3 – $M_S = 7,5–8,3$

симум приходится на начало XI в., а IX–X вв. и XII в. – первая половина XIII в. характеризуются низкими показателями сейсмичности.

В зоне 6 Малого Кавказа, где систематическая регистрация сильных землетрясений началась с начала VIII в. н.э., количеством выделенной сейсмической энергии обозначены пики активности (см. рис. 59, 60): начала VIII в. до н.э., первой половины I в. н.э. (?), первой половины VIII в., второй половины IX в. (выражен также числом землетрясений), первой половины XII в. (особенно силь-

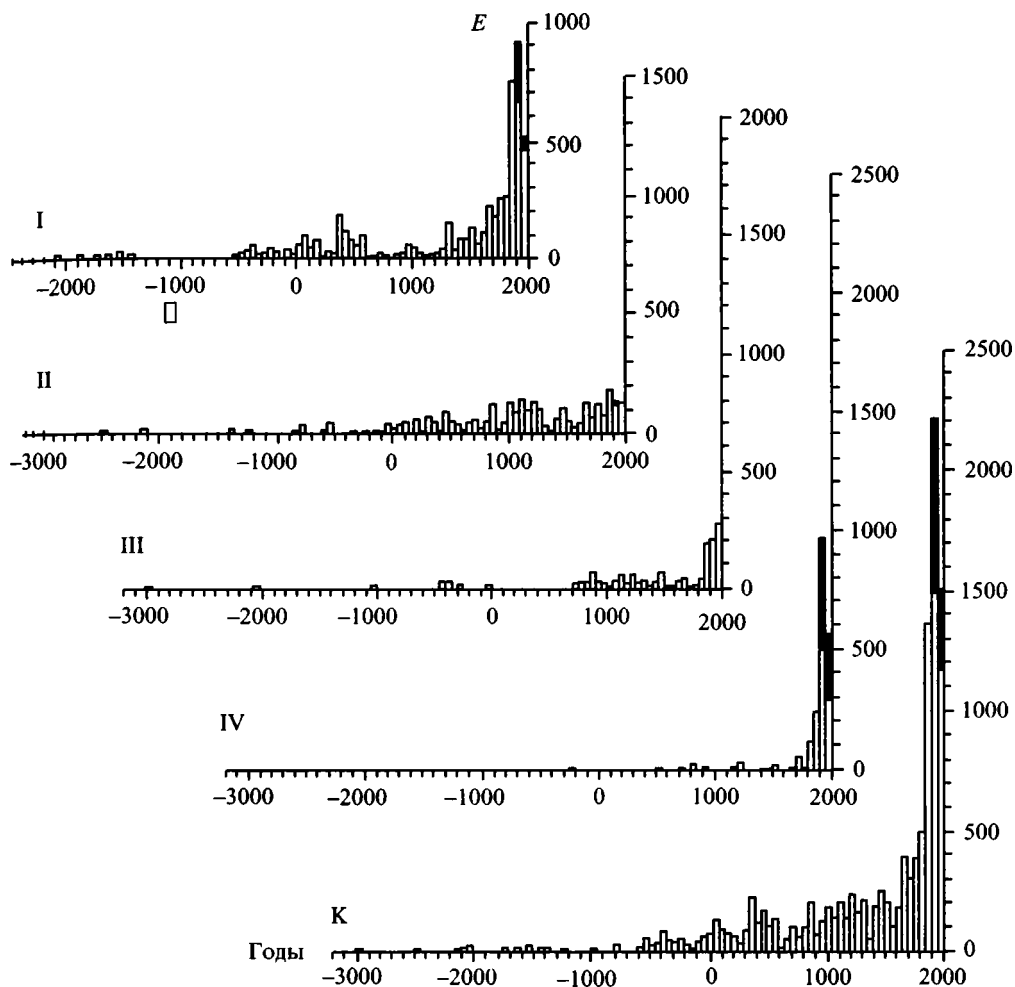


Рис. 56. Гистограммы количества сейсмической энергии, выделенной землетрясениями с $M_S \geq 5,7$ в сейсотектонических провинциях I–IV и во всей центральной части Альпийско-Гималайского коллизионного пояса (K), в 10^{15} Дж (составила Е.Р. Сенько)

Гистограммы построены дискретно по 50-летним временным интервалам. Энергия, выделенная промежуточными (гипоцентры глубже 70 км) землетрясениями XX в., показана черным цветом

Fig. 56. Histograms of values of seismic energy (in 10^{15} j.), released by earthquakes with magnitudes $M_S \geq 5,7$ in the seismotectonic provinces I–IV and in the central segments of the Alpine-Himalayan collisional belt as a whole (K) (compiled by E.R. Senko)

The histograms are plotted discretely for the 50-year intervals. The energy, released by earthquakes with intermediate hypocenters (dipper than 70 km) is shown by black color

ный; выражен и числом землетрясений), первой половины XV в., второй половины XVII в. – первой половины XVIII в. и второй половины XIX в. – первой половины XX в. (особенно сильный). Два последних пика выражены и числом сильных землетрясений, причём в обоих случаях оно больше в начале пика, а количество выделенной энергии, напротив, возрастает к концу. Повторяемость пиков в эпоху устойчивой регистрации землетрясений, как и в зоне 5, обычно составляет 200 + 250 лет.

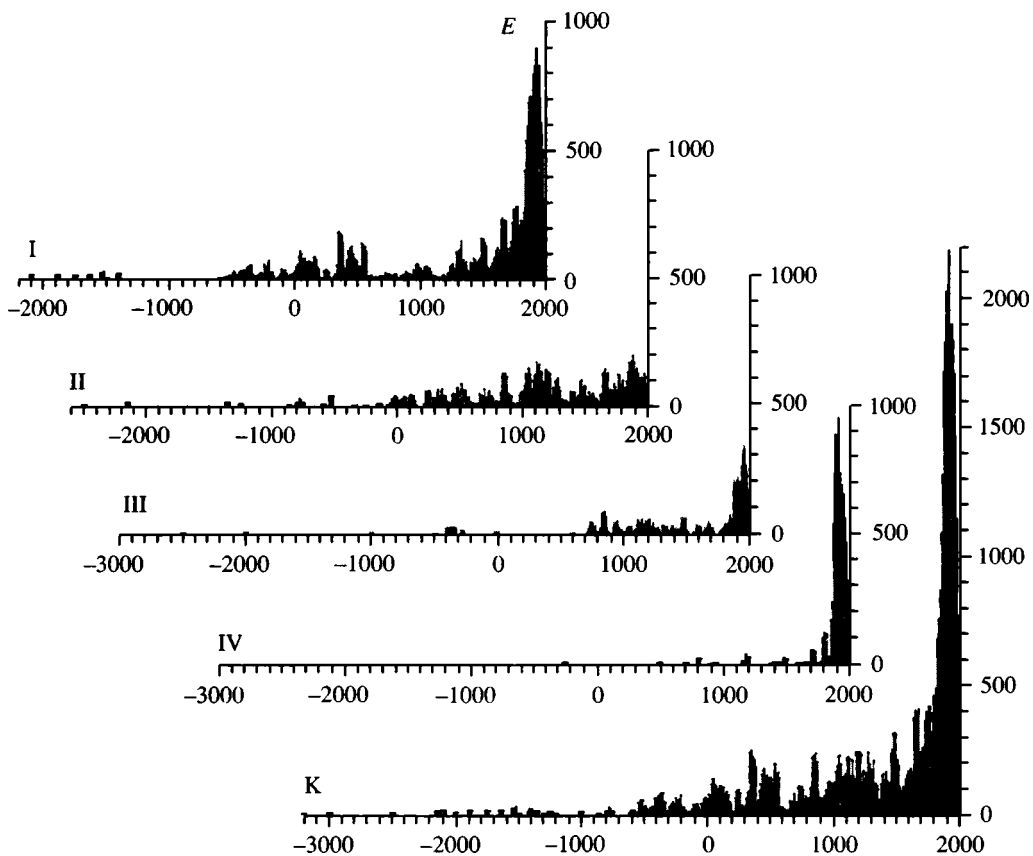


Рис. 57. Гистограммы количества сейсмической энергии, выделенной землетрясениями с $M_S \geq 5,7$ в сейсмотектонических провинциях I–IV и во всей центральной части Альпийско-Гималайского коллизионного пояса (К), в 10^{15} Дж (составила Е.Р. Сенько)

Гистограммы построены для 50-летних временных интервалов методом «скользящего окна» в 10 лет. Энергия, выделенная промежуточными (гипоцентры глубже 70 км) землетрясениями XX в., показана темным цветом

Fig. 57. Histograms of values of seismic energy (in 10^{15} j.), released by earthquakes with magnitudes $M_S \geq 5,7$ in the seismotectonic provinces I–IV and in the central segments of the Alpine-Himalayan collision belt as a whole (K) (compiled by E.R. Senko)

The histograms are plotted for the 50-year intervals by using of «sliding window» with 10-year discreteness. The energy of the intermediate earthquakes (hypocentres are deeper than 70 km) is shown by black color

Наиболее чётко выраженные пики Малого Кавказа (начало VIII в. до н.э., вторая половина IX в., первая половина XII в., первая половина XV в. и вторая половина XIX в.) совпадают с аналогичными сейсмическими максимумами зоны 5. Вместе с тем, нечеткий пик первой половины I в. н.э. отстаёт от соответствующего пика зоны 5, а пик второй половины XIX в., в отличие от зоны 5, продолжается и в первой половине XX в. Этим Малый Кавказ сходен с соседней Северо-Анатолийской зоной 4.

В зоне 7 Большого Кавказа о каком-либо всплеске сейсмичности до второй половины XVII в. можно говорить лишь сугубо гипотетически. Установлено сильное землетрясение, приходящееся примерно на вторую половину XIII в. до н.э., когда аналогичные события имели место в Эгейской области и зоне 5.

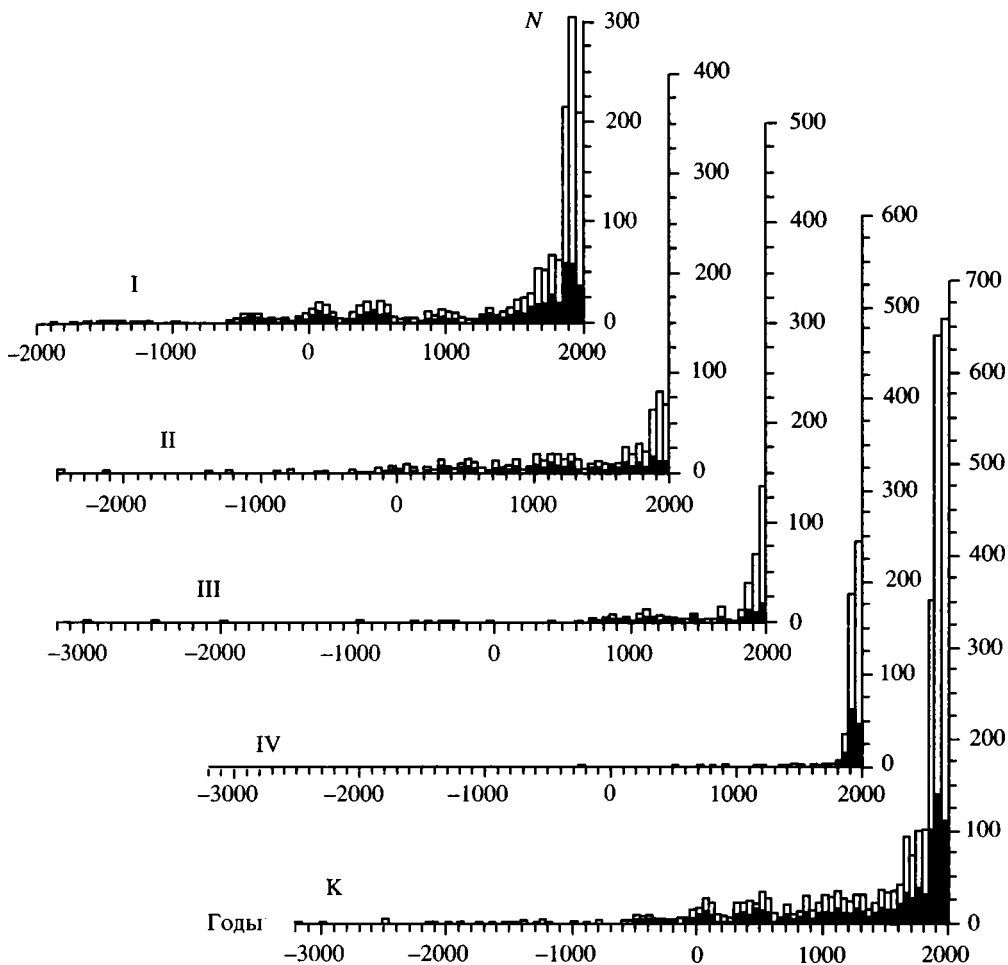


Рис. 58. Гистограммы количества землетрясений с $M_S \geq 5,7$ в сеймотектонических провинциях I–IV и во всей центральной части Альпийско-Гималайского коллизионного пояса (К) (составила Е.Р. Сенько)

Гистограммы построены дискретно по 50-летним временным интервалам. Разделение землетрясений по магнитудам см. на рис. 55

Fig. 58. Histograms of number of earthquakes with magnitudes $M_S \geq 5,7$ in the seismotectonic provinces I–IV and in the central segments of the Alpine-Himalayan collision belt as a whole (K) (compiled by E.R. Senko)

The histograms are plotted discretely for the 50-year intervals and three groups of earthquake magnitudes as in fig. 55

Можно предполагать усиление сейсмичности во второй половине XIII в. – первой половине XIV в., когда активизировалась Северо-Анатолийская зона. Резкий пик сейсмичности во второй половине XVII в., максимальный в восточной части Большого Кавказа и также совпадающий по времени с активизацией Северо-Анатолийской зоны, связан с землетрясением 1668 г. ($M_S = 7,8$). В XX в. количество зарегистрированных сильных землетрясений резко возрастает. Однако выделенная ими энергия меньше, чем во второй половине XVII в., причём она несколько выше во второй половине века, тогда как зафиксированных землетрясений больше в первой половине.

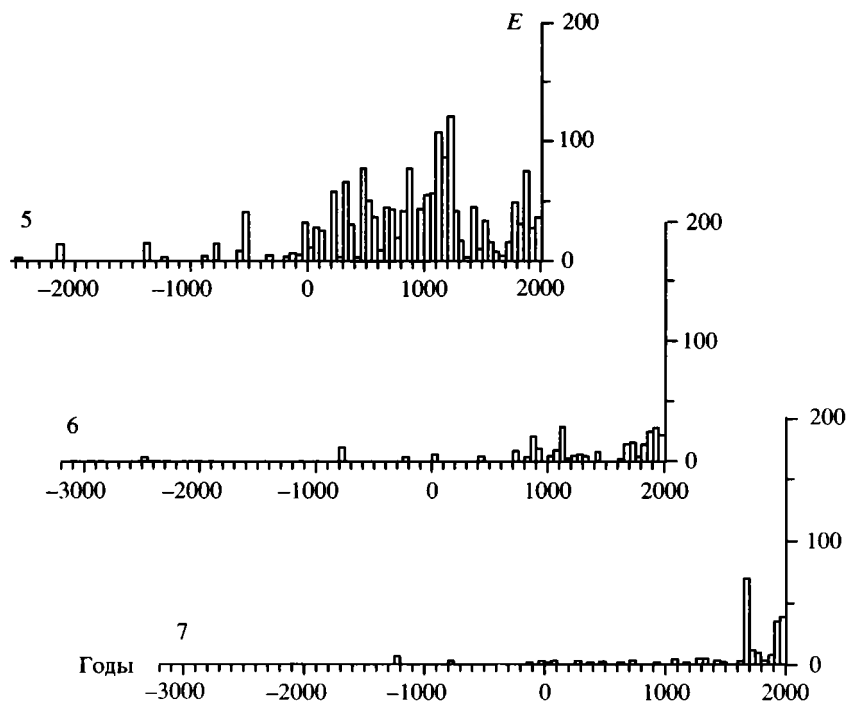


Рис. 59. Гистограммы количества сейсмической энергии, выделенной землетрясениями с $M_S \geq 5,7$ в сеймотектонических зонах 5–7 западного фланга Аравийской плиты и фронтальной части области её взаимодействия с Евразийской плитой, в 10^{15} Дж (составила Е.Р. Сенько)

Гистограммы построены дискретно по 50-летним временным интервалам

Fig. 59. Histograms of values of seismic energy (in 10^{15} j.), released by earthquakes with magnitudes $M_S \geq 5,7$ in the seismotectonic zones 5–7 of the western flank of the Arabian plate and the frontal area of its interaction with the Eurasian plate (compiled by E.R. Senko)

The histograms are plotted discretely for the 50-year intervals

Таким образом, тенденция к омоложению пиков сейсмичности по сравнению с Левантско-Восточно-Анатолийской зоной, наметившаяся для Северо-Анатолийской зоны, проявляется и на Кавказе, причём на Большом Кавказе она выражена сильнее, чем на Малом.

Временной ряд сейсмических проявлений всей провинции II (см. рис. 56–58) является интегральным эффектом событий прежде всего в двух наиболее сейсмичных зонах – Левантско-Восточно-Анатолийской и восточной части Северо-Анатолийской. Начиная с первых письменных свидетельств землетрясений (а они здесь древнейшие во всём регионе), фиксируется несколько пиков сейсмичности, проявляющихся как количеством выделенной энергии, так и числом землетрясений. Таковы пики первой половины VIII в. до н.э., второй половины V в. до н.э. и второй половины I в. до н.э. Далее, после краткого спада, активность начинает прерывисто нарастать, достигая максимума в первой половине IV в. н.э. Затем после резкого спада следует более значительный пик второй половины V в. После него следует продолжительный спад с минимумом в первой половине VII в., а за ним ещё больший пик второй половины IX в. Следующая продолжительная эпоха ещё большей активности продолжается с первой половины XI в. по первую половину XIII в. с максимумом в первой половине XII в.

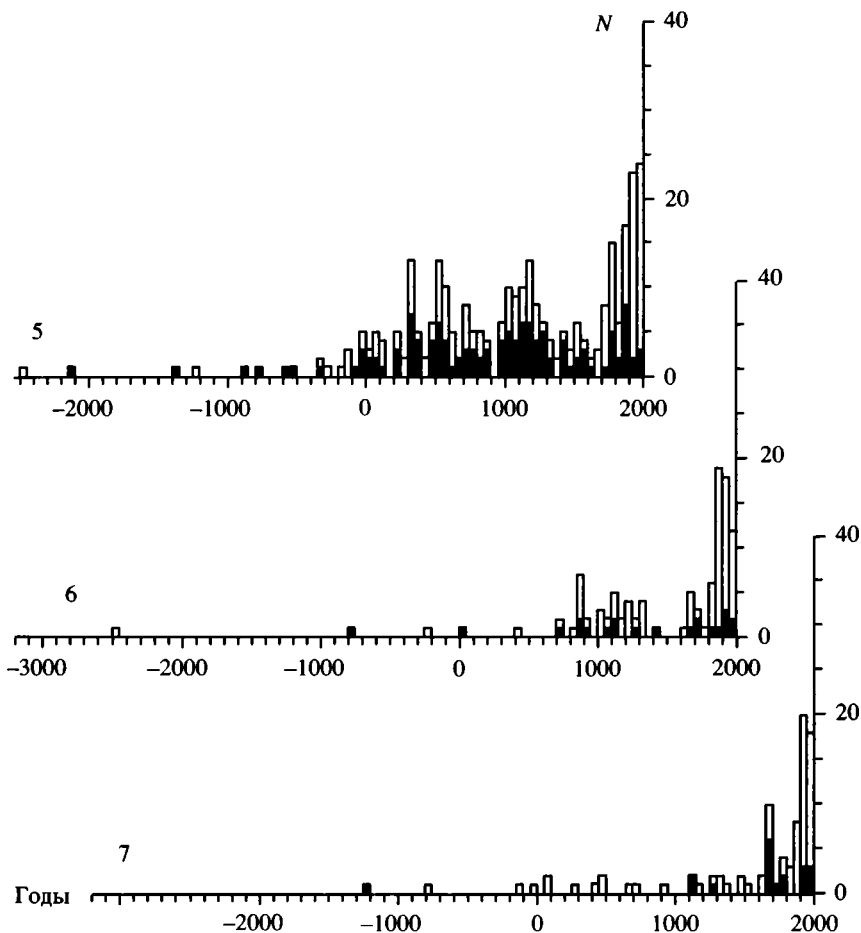


Рис. 60. Гистограммы количества землетрясений с $M_S \geq 5,7$ в сеймотектонических зонах 5–7 западного фланга Аравийской плиты и фронтальной части области её взаимодействия с Евразийской плитой (составила Е.Р. Сенько)

Гистограммы построены дискретно по 50-летним временным интервалам. Разделение землетрясений по магнитудам см. на рис. 55

Fig. 60. Histograms of number of earthquakes with magnitudes $M_S \geq 5,7$ in the seismotectonic zones 5–7 of the western flank of the Arabian plate and the frontal area of its interaction with the Eurasian plate (compiled by E.R. Senko)

The histograms are plotted discretely for the 50-year intervals and three groups of earthquake magnitudes as in fig. 55

Далее наступает продолжительный относительный спад с минимумом сейсмических проявлений во второй половине XIV в., прерываемый пиком второй половины XV в. После него выделяются максимумы активности второй половины XVII в., второй половины XVIII в. (несколько слабее предыдущего) и второй половины XIX в. (максимальное значение выделенной энергии). В XX в. количество зафиксированных землетрясений возрастает, но количество выделенной ими энергии уменьшается, причём во второй половине века оно меньше, чем в первой.

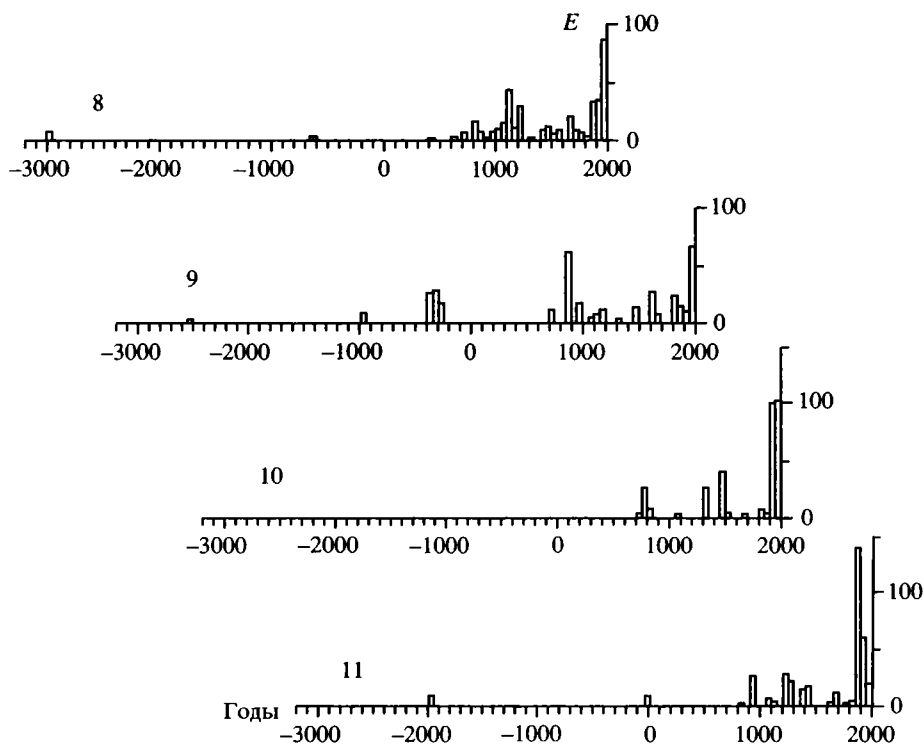


Рис. 61. Гистограммы количества сейсмической энергии, выделенной землетрясениями с $M_S \geq 5,7$ в сеймотектонических зонах 8–11 Иранского сегмента Альпийско-Гималайского коллизионного пояса, в 10^{15} Дж (составила Е.Р. Сенько)

Гистограммы построены дискретно по 50-летним временным интервалам

Fig. 61. Histograms of values of seismic energy (in 10^{15} j.), released by earthquakes with magnitudes $M_S \geq 5,7$ in the seismotectonic zones 8–11 of the Iranian segment of the Alpine-Himalayan collision belt (compiled by E.R. Senko)

The histograms are plotted discretely for the 50-year intervals

В этой последовательности намечаются некоторые общие тенденции. Так, обособляется ранневизантийский пароксизм, но чуть более ранний, чем в провинции I: здесь он относится к IV–V вв. н.э. Как и в провинции I, выделяется эпоха активизации второй половины XVII в. – начала XX в. Но здесь её пик приходится на вторую половину XIX в., т.е. также оказывается старше, чем в провинции I, а выделение сейсмической энергии в первой половине XX в. лишь немногим превосходит вторую половину века. Вместе с тем появляется эпоха активизации XI–XIII вв. с пиком в первой половине XII в. В провинции I в это время был спад активности.

В провинции III по числу зафиксированных сильных землетрясений доминирует Загрос (зона 8), хотя по количеству выделенной энергии он немногим превосходит другие зоны провинции. Устойчивая регистрация землетрясений здесь началась в IX–X вв., а на востоке Ирана – лишь во второй половине XV в. Поэтому все более ранние всплески сейсмической активности, представленные единичными сильными землетрясениями, сугубо гипотетичны.

В Загросе количеством выделенной энергии отмечены пики активности первой половины IX в., первой половины XII в. (особенно сильный), первой по-

ловины XIII в. и второй половины XVII в. (рис. 61). Второй и четвертый пики характеризуются и повышенным числом землетрясений (рис. 62). Со второй половины XIX в. число зарегистрированных сильных землетрясений и количество выделенной ими энергии нарастают, достигая максимума (наибольшего в зоне 8) во второй половине XX в.

В Эльбурсе (зона 9) количеством выделенной энергии выделяется всплеск активности IV в. до н.э., представленный двумя сильными событиями. Ко второй половине IX в. относится максимум, выраженный ростом числа землетрясений и выделенной ими энергии и связанный прежде всего с сильнейшим землетрясением 856 г. ($M_S = 7,9$). За ним следуют более слабые пики активности первой половины XVII в., первой половины XIX в. и, наконец, второй половины XX в. Последний превосходит пик IX в. и характеризуется максимальным для зоны 9 числом землетрясений и количеством выделенной ими энергии.

В Восточном Иране (зона 10) фиксируются пики выделения сейсмической энергии второй половины XI в., первой половины XIV в. и второй половины XV в., представленные единичными сильными событиями. В XX в. резко возрастает и число зарегистрированных землетрясений, и количество выделенной ими энергии, причём по первому показателю начало века значительно уступает его второй половине, а по второму почти выравнивается с ним из-за вклада сильнейшего землетрясения 1945 г. ($M_S = 8$).

В зоне 11, охватывающей Копетдаг и смежные области Северо-Восточного Ирана, количеством выделенной сейсмической энергии отмечены пики первой половины X в., первой половины XIII в. (хотя по числу землетрясений вторая половина этого века превосходит первую) и первой половины XV в. Важнейшим отличием от предыдущих зон является резкий и максимальный для этой зоны пик активности второй половины XIX в., связанный, прежде всего, с сильнейшим Красноводским землетрясением 1895 г. ($M_S = 8,2$). В XX в. количество выделенной энергии уменьшается, хотя по числу зафиксированных землетрясений первая половина века превосходит конец XIX в., а вторая половина почти не уступает ей.

Итак, в провинции III пики активности в значительной мере разновозрастны в разных зонах. В отдельных случаях эти различия можно интерпретировать как смещающуюся с юга на север волну активизации (первая половина IX в. в зоне 8 – вторая половина того же века в зоне 9 – первая половина X в. в зоне 11 или первая половина XII в. в зоне 8 – первая половина XIII в. в зоне 11). Однако при сопоставлении других пиков подобной последовательности не наблюдается.

Общим для большинства зон провинции III отличием от провинций I и II является почти полное отсутствие проявлений ранневизантийского пароксизма и смещение максимума последней эпохи активизации на вторую половину XX в. Это едва ли могло существенно зависеть от условий регистрации землетрясений, поскольку ранневизантийскому пароксизму соответствовала в Иране сасанидская эпоха, оставившая много письменных документов, а с конца XIX в. – начала XX в. сильные землетрясения регистрировались здесь практически без пропусков. Определённым сходством с западными провинциями отличается зона 11, структурно связанная с Кавказом. В ней пик последней активизации приходится на конец XIX в., а от него к концу XX в. активность спадает.

Отмеченные особенности сейсмичности Копетдага и присутствие в зонах 8 и 11 слабого пика активности второй половины XVII в. обозначают временные

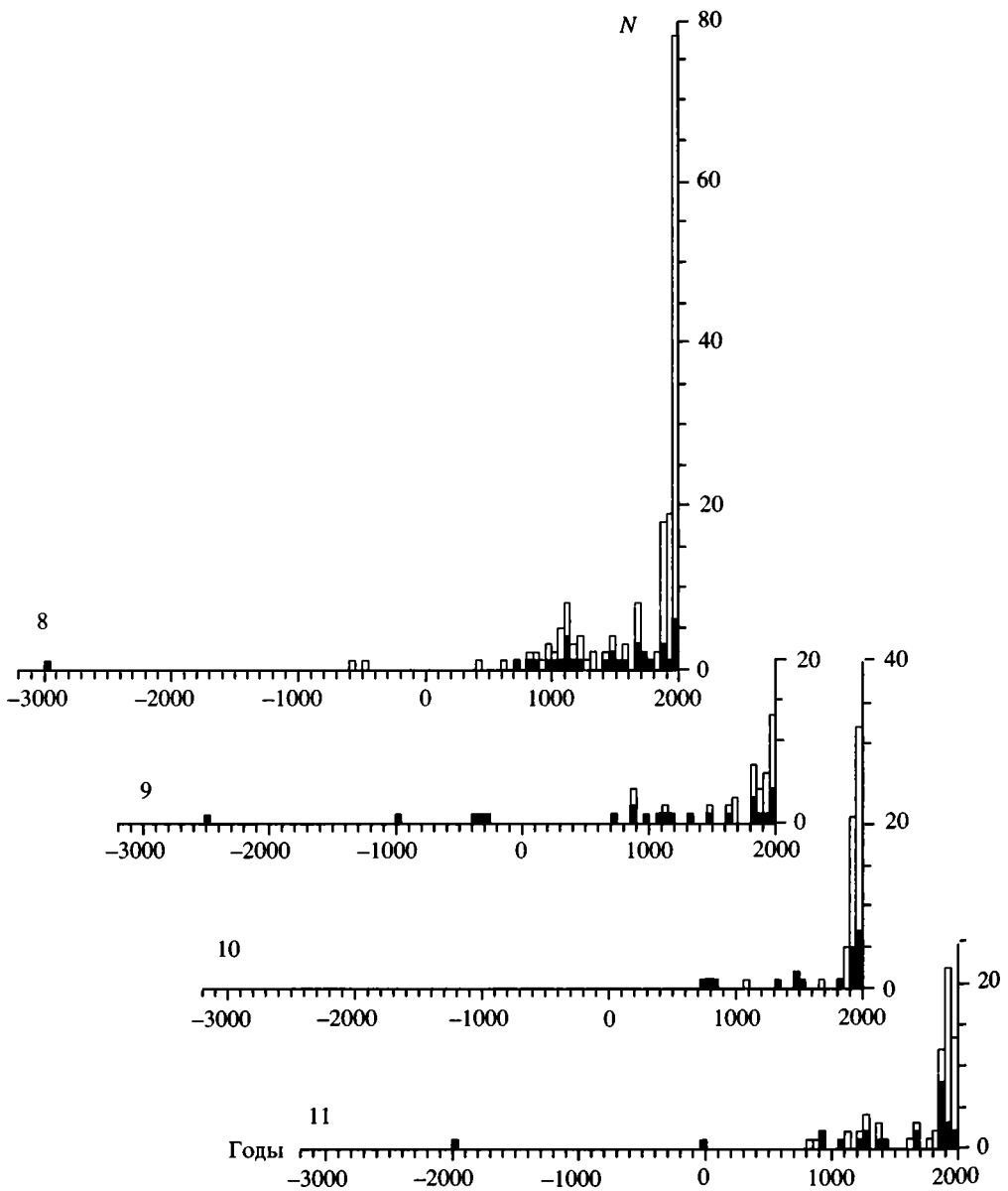


Рис. 62. Гистограммы количества землетрясений с $M_S \geq 5,7$ в сеймотектонических зонах 8–11 Иранского сегмента Альпийско-Гималайского коллизионного пояса (составила Е.Р. Сенько)

Гистограммы построены дискретно по 50-летним временным интервалам. Разделение землетрясений по магнитудам см. на рис. 55

Fig. 62. Histograms of number of earthquakes with magnitudes $M_S \geq 5,7$ in the seismotectonic zones 8–11 of the Iranian segment of the Alpine-Himalayan collisional belt (compiled by E.R. Senko)

The histograms are plotted discretely for the 50-year intervals and three groups of earthquake magnitudes as in fig. 55

вариации, синхронные для всех трёх провинций. Вместе с тем в провинции III и особенно в Загросе обнаруживается сходная с Левантско-Восточно-Анатолийской зоной 5 эпоха средневековой активизации. Совпадают по времени даже отдельные пики активности внутри эпохи: вторая половина IX в., первая половина XII в., первая половина XIII в. и вторая половина XV в.

Интегральная картина ритмичности сейсмических проявлений в провинции III показана на рис. 56–58. Единичными событиями представлена эпоха активизации IV в. до н.э. Более поздние пики выражены как числом событий, так и количеством выделенной энергии. Это вторая половина IX в., первая половина XII в., первая половина XIII в., вторая половина XV в., вторая половина XVII в. и эпоха второй половины XIX в. и XX в. Последняя характеризуется нарастанием показателей сейсмической активизации, достигающих максимума во второй половине XX в. Чёткой периодичности в этом временном ряду нет, хотя чаще других наблюдаются интервалы между пиками в 200 + 250 лет.

Провинция IV немного добавляет к выявленным закономерностям, поскольку в большинстве её зон устойчивая регистрация сейсмичности началась лишь во второй половине XIX в. До этого времени фиксировались единичные сильные землетрясения в Западном Тянь-Шане, Афгано-Таджикской депрессии и смежных частях Туранской плиты (зона 14), а также на севере Афганистана (зона 13), находившихся под культурным влиянием ирано-исламского мира. Именно здесь повышенным количеством выделенной сейсмической энергии отмечены ранние пики активности. Это первая половина IX в. и первая половина XIII в. в зоне 14 и первая половина XVI в. и первая половина XVIII в. в зоне 13 (рис. 63, 64). На юге провинции, в зоне 12, экстремальным событием было землетрясение 1819 г. с $M_S = 8,2$.

Со второй половины XIX в. количество зарегистрированных землетрясений последовательно нарастает до конца XX в. и, соответственно, увеличивается количество выделенной сейсмической энергии. Приращение происходит в основном за счёт мантийных землетрясений с глубинами гипоцентров >70 км. Оно характерно и для землетрясений с меньшими глубинами. К первой половине XX в. относятся сильнейшие известные кóровые землетрясения: Сринагарское 1905 г. с $M_S = 8,1$ и Кеминское 1911 г. с $M_S = 8,2$, а также глубокое (230 км) землетрясение 1905 г. с $M_S = 8,0$ на западном краю Памиро-Гиндукушской мантийной сейсмофокальной зоны, попадающее в приграничную часть зоны 14.

Во всех зонах (кроме Таримской зоны 15) количество энергии, выделенной в первой половине XX в., максимально. Что же касается соотношений между второй половиной XIX в. и второй половиной XX в., то в зонах 12–14 количество выделенной энергии выше во второй половине XX в., а в Тянь-Шане (зона 16) оно достигает максимальных значений во второй половине XIX в. Эти особенности распределения сейсмичности отражены в интегральном временном ряду провинции IV (см. рис. 56–58). На фоне возрастающего со временем числа зарегистрированных землетрясений выделение сейсмической энергии в первой половине XX в. больше, чем во второй его половине, а последнее больше, чем во второй половине XIX в.

Собранные на единых гистограммах данные по всем четырём провинциям (см. рис. 56–58) показывают несколько эпох усиления сейсмичности с пиками активности внутри них. Последние выделяются, как правило, и числом землетрясений, и количественной выделенной ими энергии. Если исключить пик, связанный со специфическим событием – Великим Минойским земле-

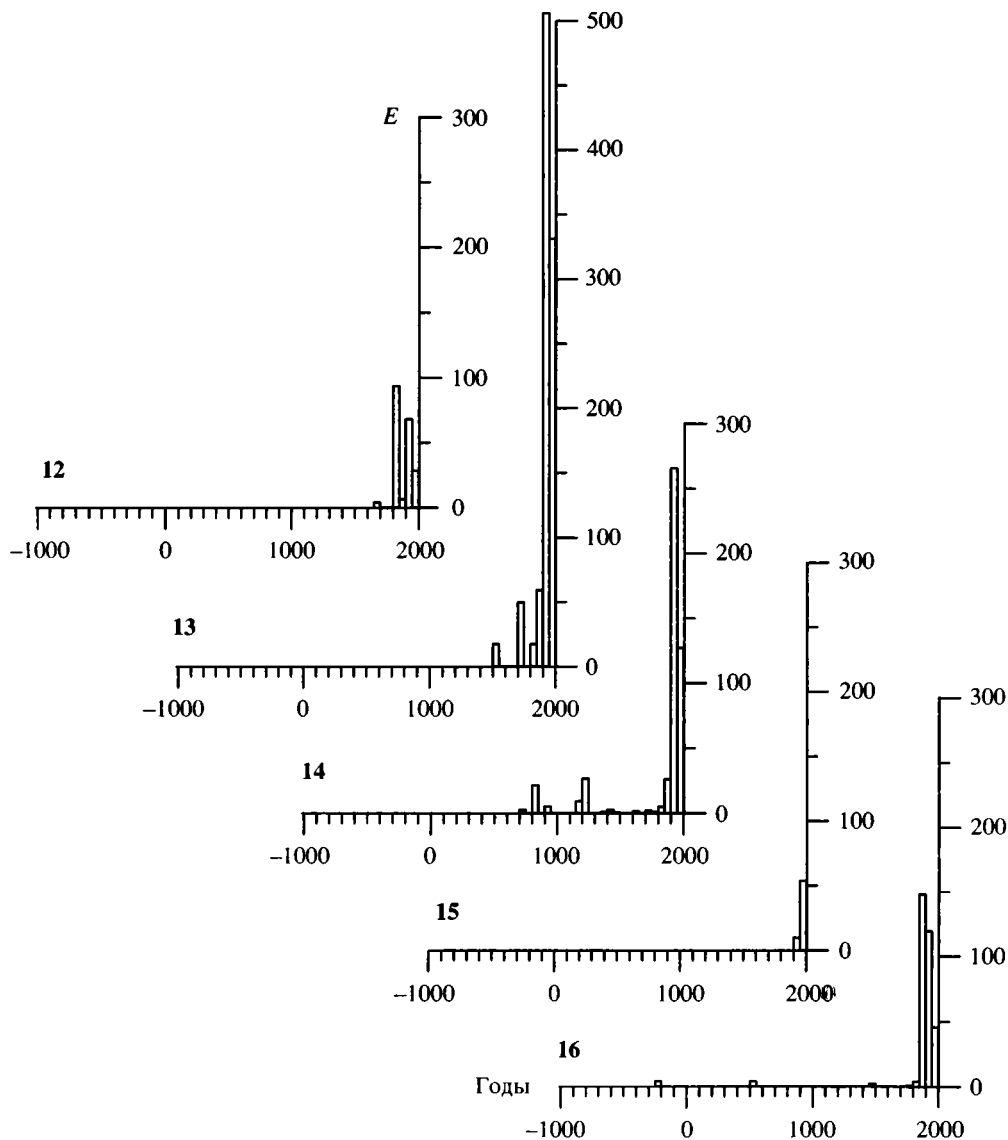


Рис. 63. Гистограммы количества сейсмической энергии, выделенной землетрясениями с $M_S \geq 5,7$ в сеймотектонических зонах 12–16 области взаимодействия Индийской и Евразийской плит, в 10^{15} Дж (составила Е.Р. Сенько)

Гистограммы построены дискретно по 50-летним временным интервалам. Энергия, выделенная промежуточными (гипоцентры глубже 70 км) землетрясениями XX в., показана чёрным цветом

Fig. 63. Histograms of values of seismic energy (in 10^{15} j.), released by earthquakes with magnitudes $M_S \geq 5,7$ in the seismotectonic zones 12–16 of the area of interaction of the Indian and Eurasian plates (compiled by E.R. Senko)

The histograms are plotted discretely for the 50-year intervals. The energy, released by earthquakes with intermediate hypocentres (dipper than 70 km) in the XX century is shown by black color

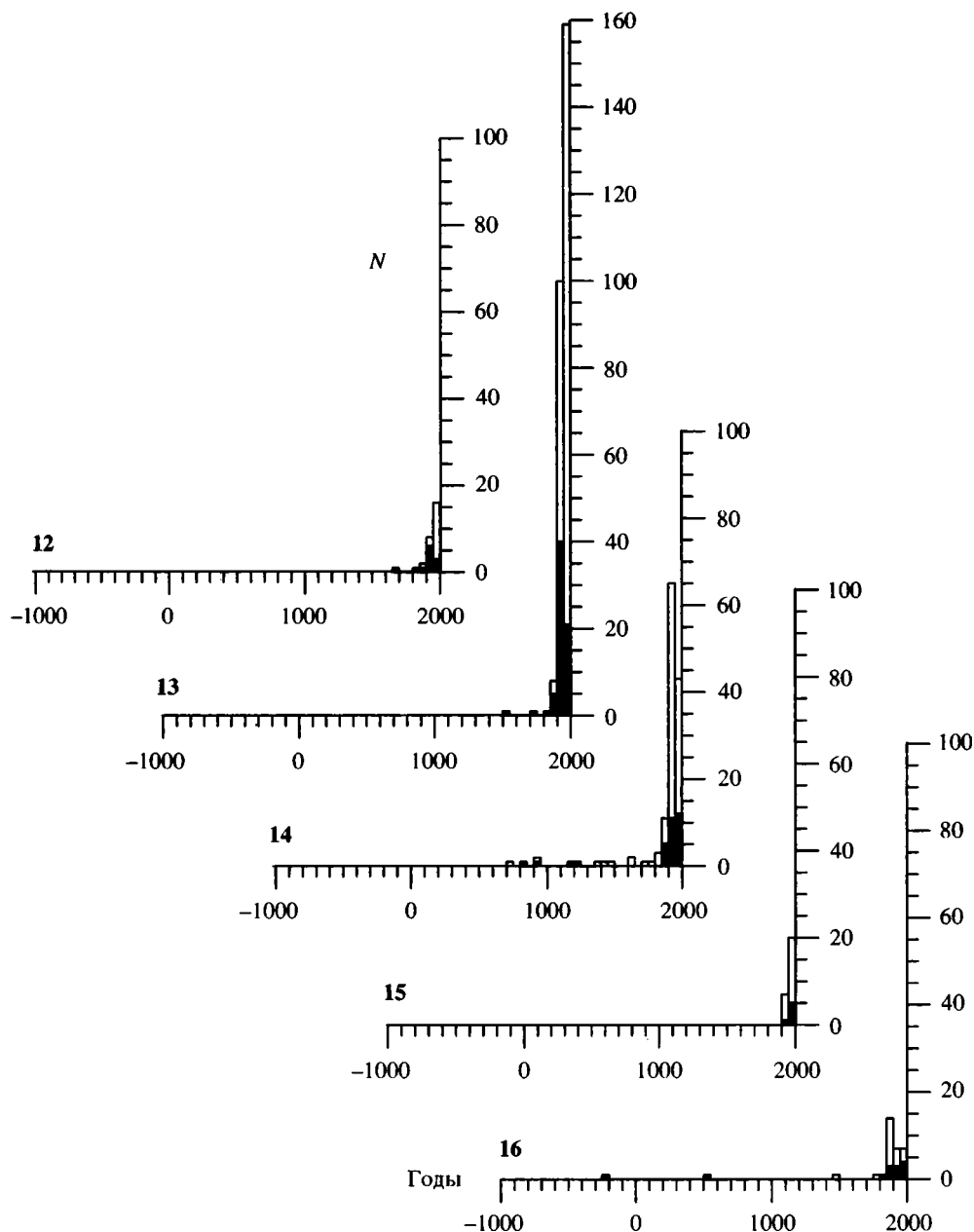


Рис. 64. Гистограммы количества землетрясений с $M_S \geq 5,7$ в сеймотектонических зонах 12–16 области взаимодействия Индийской и Евразийской плит (составила Е.Р. Сенько)

Гистограммы построены дискретно по 50-летним временным интервалам. Разделение землетрясений по магнитудам см. на рис. 55

Fig. 64. Histograms of number of earthquakes with magnitudes $M_S \geq 5,7$ in the seismotectonic zones 12–16 of the area of interaction of the Indian and Eurasian plates (compiled by E.R. Senko)

The histograms are plotted discretely for the 50-year intervals and three groups of earthquake magnitudes as in fig. 55

трясением-извержением, которое произошло, вероятно, между 1500 и 1550 гг. до н.э. (см. раздел 4.4), то первая эпоха активизации, по данным археологической и палеосейсмологии, имела место в начале второй половины II тысячелетия до н.э. и охватывала период не менее 200 лет. Намечаются два её максимума – около 1400 г. и во второй половине XIII в. Относительно слабым пиком обозначена первая половина VIII в. до н.э. С середины I тысячелетия до н.э. до середины I тысячелетия н.э. количество зафиксированных землетрясений и выделенной ими энергии в целом нарастает, достигая максимальных значений во второй половине IV–VI вв. н.э. (ранневизантийский пароксизм продолжительностью около 250 лет). На этом фоне отмечаются пики выделения сейсмической энергии в первой половине IV в. до н.э., второй половине I в. н.э., второй половине IV в., второй половине V в. и второй половине VI в.

Затем, после непродолжительного спада, начинается новое нарастание, завершившееся пиком второй половины IX в. Следующая эпоха активизации охватывает XI в. – первую половину XIV в. Пики активности повторяются через 100 лет, причём максимальное количество энергии выделено в первой половине XIII в. Следующий пик активности – вторая половина XV в. После спада второй половины XVI в. число зарегистрированных землетрясений нарастает от одного 50-летнего интервала к другому (с единственным небольшим спадом в первой половине XVIII в.). Выделяются пики активности второй половины XVII в. и второй половины XIX в. – первой половины XX в. Во второй половине XX в. количество выделенной энергии уменьшается, но остаётся больше, чем во второй половине XIX в. Происходит это за счёт более полной регистрации мантийных землетрясений с глубинами гипоцентров больше 70 км, которые до XX в. регистрировались весьма неполно. Если в XX в. такие землетрясения исключить, т.е. предположить, что их вклад в показатели сейсмичности мог быть прежде не меньшим, чем в XX в., то количество энергии, выделенной сильными землетрясениями второй половины XIX в. почти сравняется с суммарной энергией землетрясений первой половины XX в. Эпоха активизации второй половины XVII в. – первой половины XX в. охватывает около 300 лет.

Итак, в ряду сейсмических проявлений рассматриваемого региона выделяются (с учётом возрастающей со временем полноты регистрации сейсмических событий) три эпохи активизации продолжительностью в 200 + 300 лет: начала второй половины II тысячелетия до н.э., середины I тысячелетия н.э. и конца XVII в. – начала XX в. Период их повторяемости 1300–1700 лет. Внутри каждой из эпох намечаются два основных пика активности. Между этими эпохами имели место ещё две эпохи активизации: IV в. до н.э. и XII – начала XIV вв. Однако они представляются нам неравноценными трём основным эпохам. О меньшем значении эпохи IV в. до н.э. свидетельствуют относительно небольшие (с учётом начала систематической регистрации землетрясений в письменных источниках Присредиземноморья) значения показателей сейсмической активизации. Эпоха XII – начала XIV вв. по количеству выделенной сейсмической энергии не уступает ранневизантийскому пароксизму, но оно свидетельствует о более низком уровне активизации, если учитывать существенное расширение территории, охваченной систематической регистрацией сильных землетрясений.

Выделенные эпохи различались размерами территории их проявлений. Так, ранневизантийский пароксизм охватил две западные провинции, но не проявился в провинции III и едва намечается в провинции IV. Эпоха активизи-

зации XII – начала XIV вв. наиболее отчётливо проявилась в Левантско-Восточно-Анатолийской зоне и Загросе и частично на северо-востоке Ирана и в Копетдаге.

Что же касается последней эпохи активизации, то её ранний эпизод – пик второй половины XVII в. отмечен во всех провинциях, хотя и не во всех их зонах. Второй пик, который из-за улучшившейся регистрации землетрясений характеризуется в большинстве зон максимальными значениями выделенной энергии, в разных провинциях и зонах немного различается по возрасту. В провинциях I и IV его максимум приходится на первую половину XX в. Без вклада глубоких землетрясений, т.е. с учётом того, что в XIX в. большинство их не регистрировалось как сильные события, этот пик в провинции I может сместиться на вторую половину XIX в. Такой же возраст он имеет в провинции II, тогда как в провинции III пик падает на вторую половину XX в.

На фоне указанных многовековых флуктуаций происходят более частые изменения, фиксируемые чередованием пиков и спадов как числа землетрясений, так и количества выделенной ими энергии. Строгой периодичности таких изменений в масштабе всего региона нет, хотя большинство пиков активизации повторяются через 200 + 300 лет.

Таким образом, в течение среднего и позднего голоцена в центральной части Альпийско-Гималайского коллизионного пояса проявлялись разнопериодные вековые ритмы сейсмической активизации. Для отдельных зон характерны периоды активизации в 200 + 250 лет, отвечающие сейсмическим циклам в понимании С.А. Федотова [1968]. Чаще всего они не вполне совпадают в разных зонах. По периферии Аравийской плиты намечается даже миграция (омоложение) пиков активности от зон, расположенных непосредственно вдоль границ плиты, к её северным обрамлениям [Trifonov, Karakhanian, Assaturian, Ivanova, 1994]. Более убедительно такая миграция проявляется на северо-западном фланге плиты. В масштабе всего региона эти циклы сглаживаются и проявляются пиками активности, повторяющимися чаще всего через 200 + 300 лет.

Циклы накладываются на более долгопериодные флуктуации, выраженные эпохами активизации продолжительностью в 200 + 300 лет. Эти эпохи приходятся на начало второй половины II тысячелетия до н.э., середину I тысячелетия н.э. и последнюю четверть II тысячелетия, причём в большинстве зон количество сейсмической энергии, выделенной во второй половине XX в., меньше, чем в его первой половине, что отражает спад активности.

3.2.4. Высоочастотные ритмы сильной сейсмичности XX века

На основе Каталога сильных ($M_s \geq 5,7$) землетрясений Альпийско-Гималайского пояса между 15° и 80° в.д. (см. Приложение 2) было проанализировано временное распределение числа землетрясений и количества выделенной ими сейсмической энергии в течение второй половины XIX в. и в XX в. для всего региона, его сейсмотектонических провинций и зон (рис. 65–82). Для региона в целом временной ряд распределения выделенной сейсмической энергии подтвердил сделанное в разделе 3.2.3 заключение, что наиболее сейсмически активными были конец XIX – начало XX вв., а затем сейсмичность стала спадать. В наибольшей мере это справедливо для провинции I.

На представленных временных рядах очевидна неравномерность распределения сейсмичности. Подсчёт интервалов между соседними сейсмическими

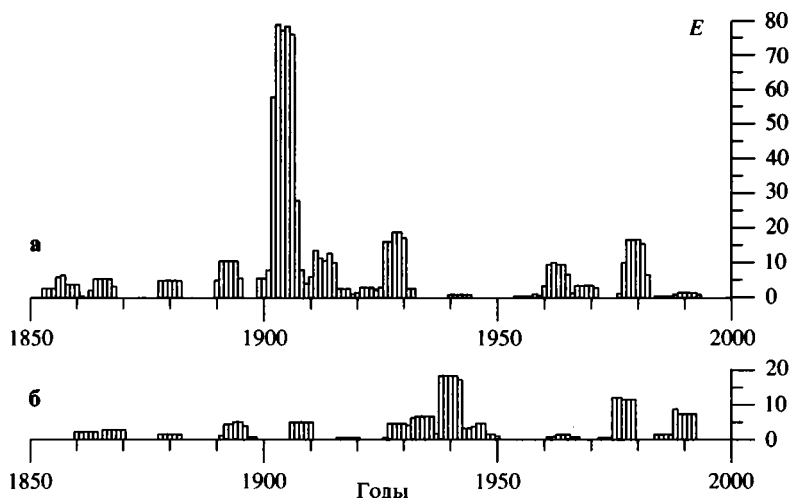


Рис. 65. Гистограммы количества сейсмической энергии, выделенной поверхностными (а – гипоцентры не глубже 70 км) и промежуточными (б – гипоцентры глубже 70 км) землетрясениями второй половины XIX в. и XX в. с $M_S \geq 5,7$ в Карпато-Балканской области 1, в 10^{15} Дж (составила Е.Р. Сенько)

Гистограммы построены для 5-летних временных интервалов методом «скользящего окна» в 1 год

Fig. 65. Histograms of values of seismic energy (in 10^{15} j.), released by shallow (а, hypocentres are not deeper than 70 km) and intermediate (б, hypocentres are deeper than 70 km) earthquakes with magnitudes $M_S \geq 5,7$ in the Carpathian-Balkan region 1 in the second part of XIX century and in XX century (compiled by E.R.Senko)

The histograms are plotted for the 5-year intervals by using of «sliding window» with 1-year discreteness

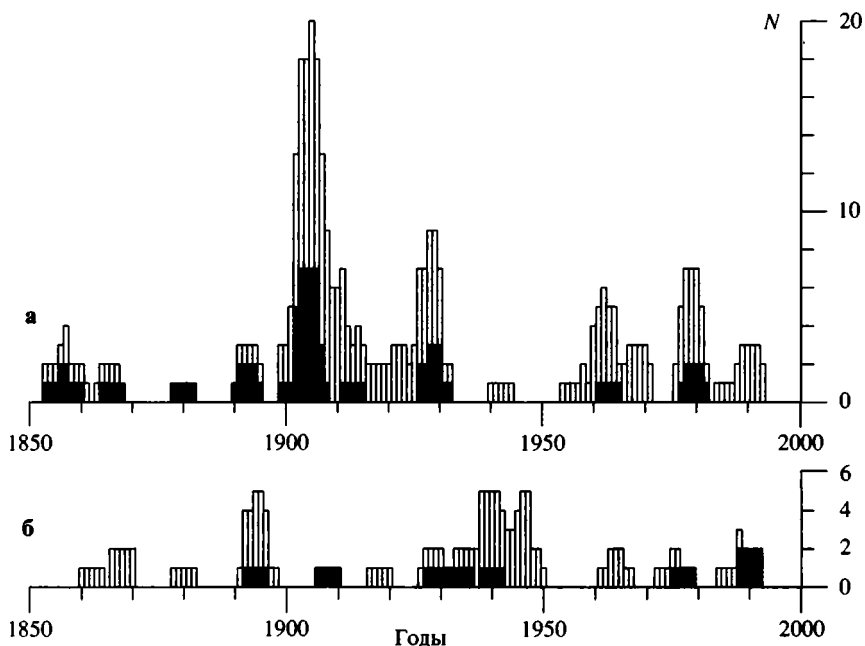


Рис. 66. Гистограммы количества поверхностных (а – гипоцентры не глубже 70 км) и промежуточных (б – гипоцентры глубже 70 км) землетрясений второй половины XIX в. и XX в. с $M_S \geq 5,7$ в Карпато-Балканской области 1 (составила Е.Р. Сенько)

Гистограммы построены для 5-летних временных интервалов методом «скользящего окна» в 1 год. Разделение землетрясений по магнитудам см. на рис. 55

Fig. 66. Histograms of number of shallow (a, hypocentres are not deeper than 70 km) and intermediate (b, hypocentres are deeper than 70 km) earthquakes with magnitudes $M_S \geq 5,7$ in the Carpathian-Balkan region 1 in the second part of XIX century and in XX century (compiled by E.R. Senko)

The histograms are plotted for the 5-year intervals by using of «sliding window» with 1-year discreteness. The earthquakes are differentiated by magnitudes as in fig. 55

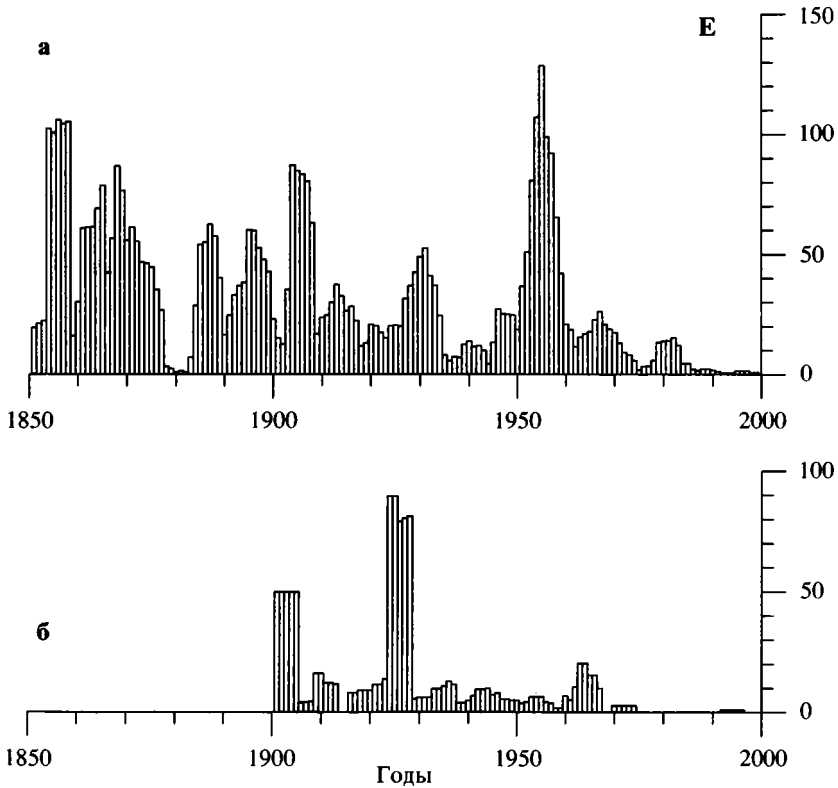


Рис. 67. Гистограммы количества сейсмической энергии, выделенной поверхностными (а – гипоцентры не глубже 70 км) и промежуточными (б – гипоцентры глубже 70 км) землетрясениями второй половины XIX в. и XX в. с $M_S \geq 5,7$ в Эгейской области 3, в 10^{15} Дж (составила Е.Р. Сенько)

Гистограммы построены для 5-летних временных интервалов методом «скользящего окна» в 1 год

Fig. 67. Histograms of values of seismic energy (in 10^{15} j.), released by shallow (a, hypocentres are not deeper than 70 km) and intermediate (b, hypocentres are deeper than 70 km) earthquakes with magnitudes $M_S \geq 5,7$ in the Aegean region 3 in the second part of XIX century and in XX century (compiled by E.R. Senko)

The histograms are plotted for the 5-year intervals by using of «sliding window» with 1-year discreteness

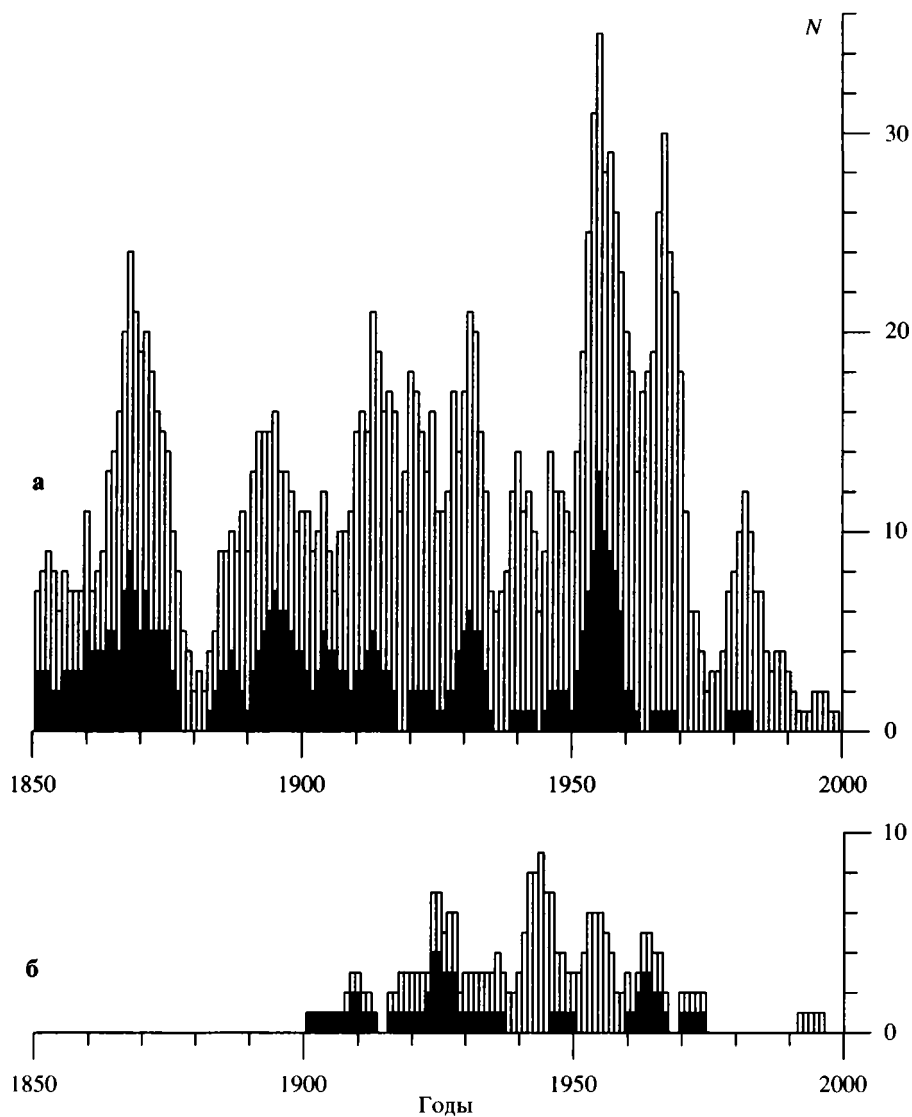


Рис. 68. Гистограммы количества поверхностных (а – гипоцентры не глубже 70 км) и промежуточных (б – гипоцентры глубже 70 км) землетрясений второй половины XIX в. и XX в. с $M_S \geq 5,7$ в Эгейской области 3 (составила Е.Р. Сенько)

Гистограммы построены для 5-летних временных интервалов методом «скользящего окна» в 1 год. Разделение землетрясений по магнитудам см. на рис. 55

Fig. 68. Histograms of number of shallow (а, hypocentres are not deeper than 70 km) and intermediate (б, hypocentres are deeper than 70 km) earthquakes with magnitudes $M_S \geq 5,7$ in the Aegean region 3 in the second part of XIX century and in XX century (compiled by E.R. Senko)

The histograms are plotted for the 5-year intervals by using of «sliding window» with 1-year discreteness. The earthquakes are differentiated by magnitudes as in fig. 55

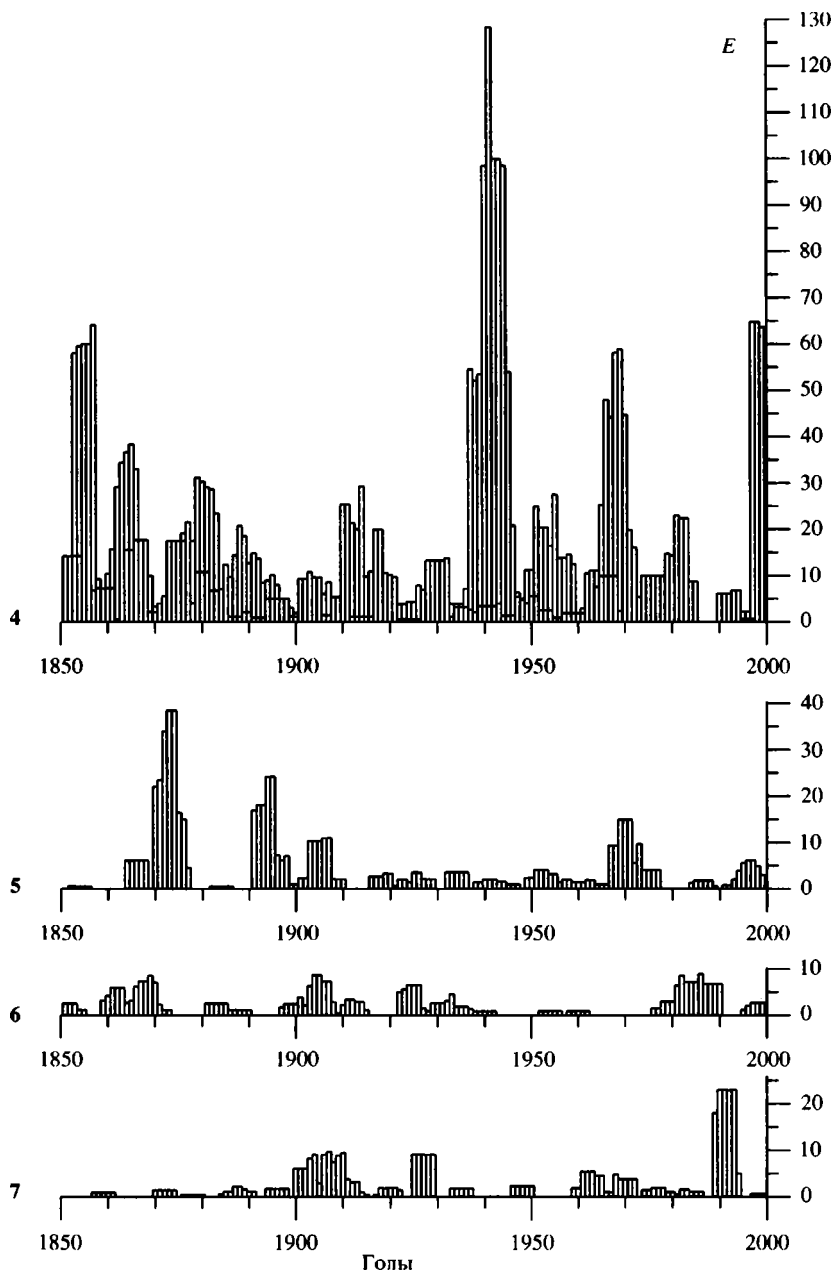


Рис. 69. Гистограммы количества сейсмической энергии, выделенной землетрясениями второй половины XIX в. и XX в. с $M_S \geq 5,7$ в зонах 4–7 области взаимодействия Африканской, Аравийской, Анатолийской и Евразийской плит, в 10^{15} Дж (составила Е.Р. Сенько)

Гистограммы построены для 5-летних временных интервалов методом «скользящего окна» в 1 год

Fig. 69. Histograms of values of seismic energy (in 10^{15} j.), released by earthquakes with magnitudes $M_S \geq 5,7$ in the in the seismotectonic zones 4–7 of the area of interaction of the African, Arabian, Anatolian and Eurasian plates in the second part of XIX century and in XX century (compiled by E.R. Senko)

The histograms are plotted for the 5-year intervals by using of «sliding window» with 1-year discreteness

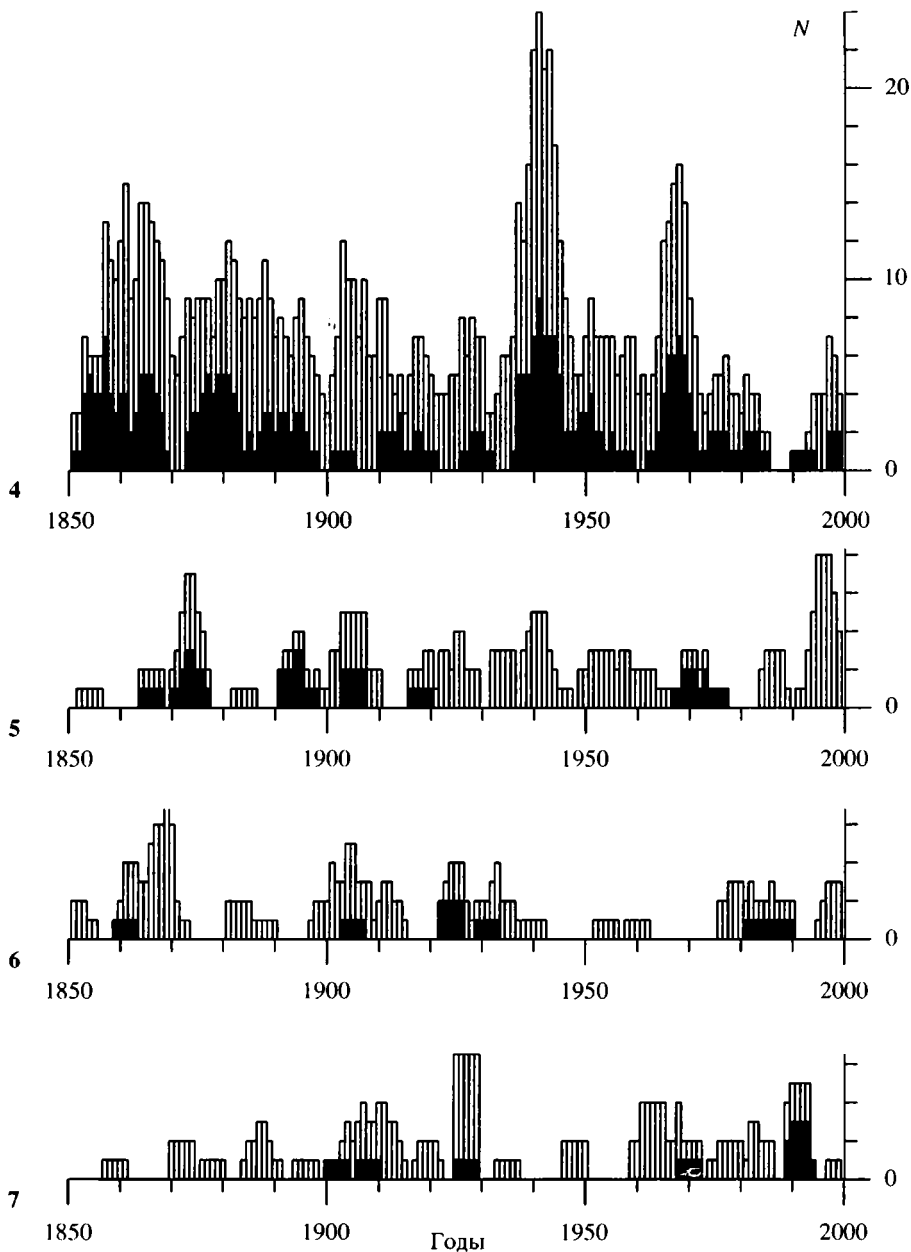


Рис. 70. Гистограммы количества землетрясений второй половины XIX и XX вв. с $M_S \geq 5,7$ в зонах 4–7 области взаимодействия Африканской, Аравийской, Анатолийской и Евразийской плит (составила Е.Р. Сенько)

Гистограммы построены для 5-летних временных интервалов методом «скользящего окна» в 1 год. Разделение землетрясений по магнитудам см. на рис. 55

Fig. 70. Histograms of number of earthquakes with magnitudes $M_S \geq 5,7$ in the seismotectonic zones 4–7 of the area of interaction of the African, Arabian, Anatolian and Eurasian plates in the second part of XIX century and in XX century (compiled by E.R. Senko)

The histograms are plotted for the 5-year intervals by using of «sliding window» with 1-year discreteness. The earthquakes are differentiated by magnitudes as in fig. 55

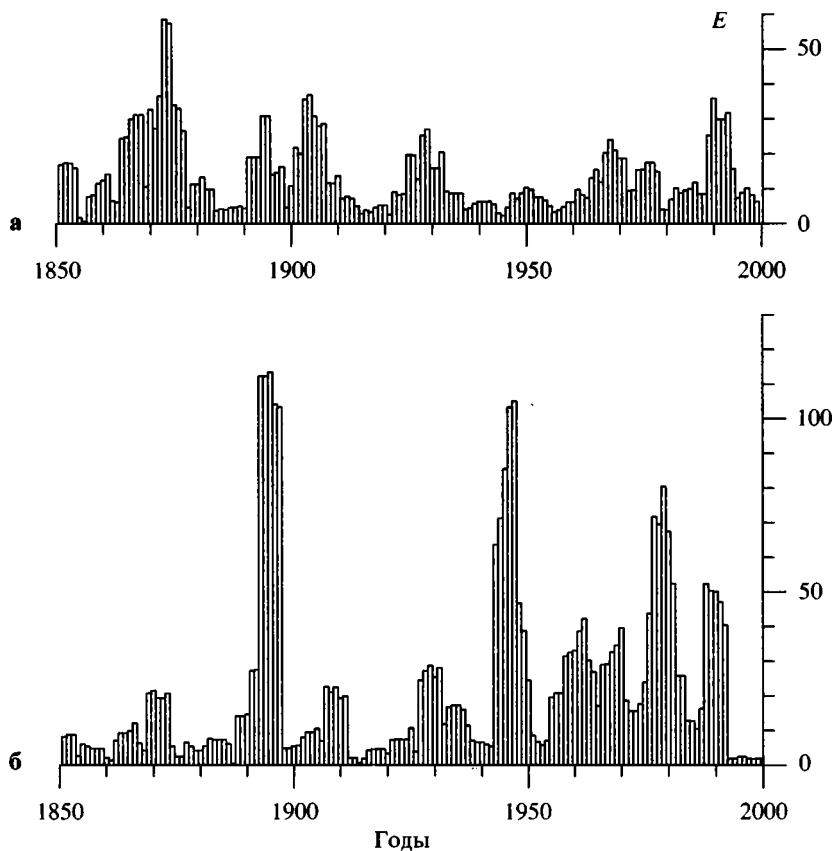


Рис. 71. Гистограммы количества сейсмической энергии, выделенной поверхностными (а – гипоцентры не глубже 70 км) и промежуточными (б – гипоцентры глубже 70 км) землетрясениями второй половины XIX в. и XX в. с $M_S \geq 5,7$ в сейсмотектонической провинции I Альпийско-Гималайского коллизийного пояса, в 10^{15} Дж (составила Е.Р. Сенько)

Гистограммы построены для 5-летних временных интервалов методом «скользящего окна» в 1 год

Fig. 71. Histograms of values of seismic energy (in 10^{15} j.), released by shallow (а, hypocentres are not deeper than 70 km) and intermediate (б, hypocentres are deeper than 70 km) earthquakes with magnitudes $M_S \geq 5,7$ in the seismotectonic province I of the Alpine-Himalayan collision belt in the second part of XIX century and in XX century (compiled by E.R. Senko)

The histograms are plotted for the 5-year intervals by using of «sliding window» with 1-year discreteness

пиками выявил для региона в целом ритмичность сейсмической активизации с периодом $10,5 \pm 2,5$ лет, причём она оказалась сходной для коровых ($H \leq 70$ км) и мантийных ($H > 70$ км) землетрясений. Для коровых землетрясений в интервале 1920–2000 гг. выделение энергии отличается особенно чётким волновым распределением с периодом около 12 лет: коэффициент его автокорреляционной функции близок к 0,8.

В отдельных провинциях и тем более в образующих их сейсмотектонических зонах ритмичность выделения сейсмической энергии не столь регулярна, хотя близкие временные интервалы между пиками активизации отмечаются и в этих случаях. Так, в Карпато-Балканской области, входящей в провинцию I, преобладают 15-летние интервалы между пиками, причём для мантийных оча-

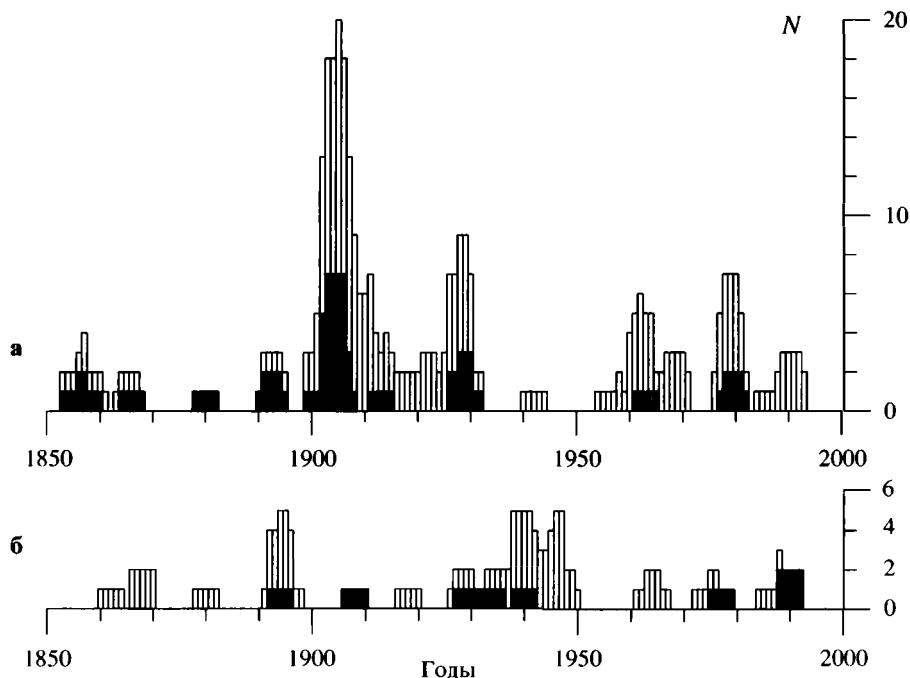


Рис. 72. Гистограммы количества поверхностных (а – гипоцентры не глубже 70 км) и промежуточных (б – гипоцентры глубже 70 км) землетрясений второй половины XIX в. и XX в. с $M_S \geq 5,7$ в сеймотектонической провинции I Альпийско-Гималайского коллизийного пояса (составила Е.Р. Сенько)

Гистограммы построены для 5-летних временных интервалов методом «скользящего окна» в 1 год. Разделение землетрясений по магнитудам см. на рис. 55

Fig. 72. Histograms of number of shallow (а, hypocentres are not deeper than 70 km) and intermediate (б, hypocentres are deeper than 70 km) earthquakes with magnitudes $M_S \geq 5,7$ in the seismotectonic province I of the Alpine-Himalayan collision belt in the second part of XIX century and in XX century (compiled by E.R. Senko)

The histograms are plotted for the 5-year intervals by using of «sliding window» with 1-year discreteness. The earthquakes are differentiated by magnitudes as in fig. 55

гов они немного сдвинуты относительно поверхностных. Для Эгейской области той же провинции, где выделение сейсмической энергии втрое выше, чем в Карпато-Балканской области, характерны ритмы в 10 лет, причём пики поверхностных очагов примерно на три года отстают от мантийных. В Северо-Анатолийской зоне пики выделения сейсмической энергии повторяются через $10 \div 12$, реже 15 лет. Вместе с тем в выделении энергии всеми коровыми землетрясениями провинции I преобладают циклы в $10 \div 12$ лет, хотя для мантийных землетрясений, вклад которых в общее количество выделенной энергии около 25%, чёткой ритмичности не наблюдается.

В провинции II и её зонах преобладают интервалы между пиками выделения сейсмической энергии в $10 \div 12$ лет и 22 года. В провинции III и её зонах – такие же интервалы, хотя после сильнейшего землетрясения 1895 г. пауза была длиннее. В отдельных зонах провинции IV – Памиро-Гималайской и Тянь-Шане, интервалы между пиками выделения энергии коровыми землетрясениями обычно близки к $10 \div 12$ годам. Повторяемость через $10 \div 11$ лет преобладает и в рас-

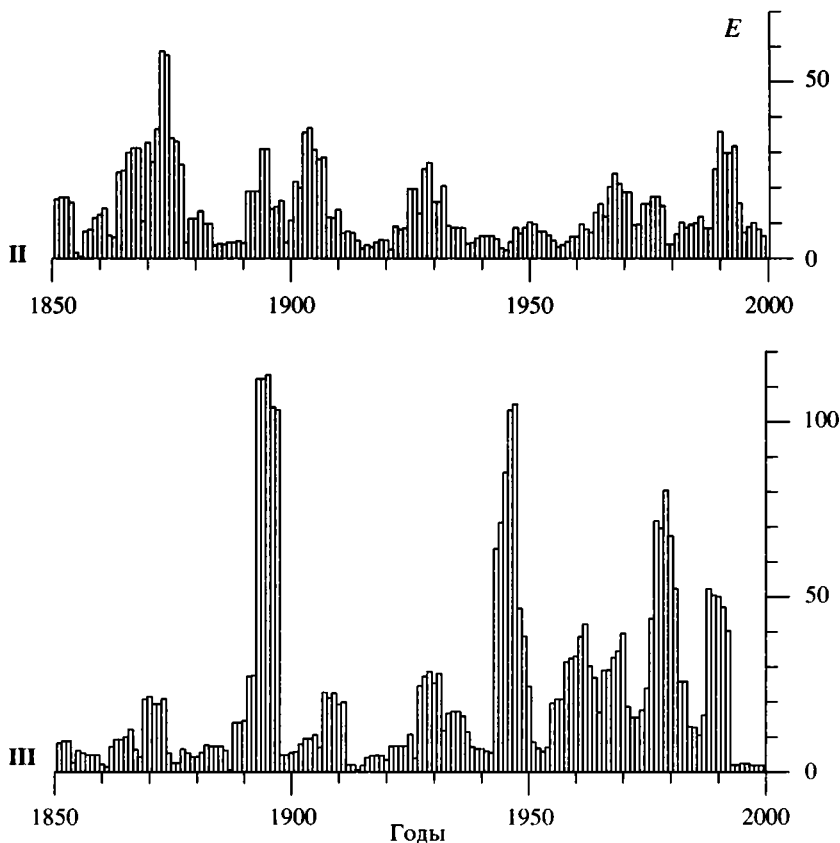


Рис. 73. Гистограммы количества сейсмической энергии, выделенной землетрясениями второй половины XIX в. и XX в. с $M_S \geq 5,7$ в сеймотектонических провинциях II и III Альпийско-Гималайского коллизийного пояса, в 10^{15} Дж (составила Е.Р. Сенько)

Гистограммы построены для 5-летних временных интервалов методом «скользящего окна» в 1 год

Fig. 73. Histograms of values of seismic energy (in 10^{15} j.), released by earthquakes with magnitudes $M_S \geq 5,7$ in the in the seismotectonic provinces II and III of the Alpine-Himalayan collision belt in the second part of XIX century and in XX century (compiled by E.R. Senko)

The histograms are plotted for the 5-year intervals by using of «sliding window» with 1-year discreteness

пределении сейсмической энергии, выделенной мантийными землетрясениями провинции IV, тогда как для всех коровых землетрясений той же провинции отчетливая периодичность не просматривается.

Таким образом, в отдельных зонах и провинциях региона преобладает 10–12-летняя ритмичность, но наряду с ней присутствуют и вдвоенные ритмы в 22 года, и интервалы между пиками активизации около 15 лет. Отмечено возрастание продолжительности такого периода перед особенно сильным землетрясением, реже – после него. Дополняя друг друга, эти вариации выделения сейсмической энергии складываются для всего региона в более четкую картину, давая отмеченные выше интервалы между пиками активизации в $10 \div 12$ лет.

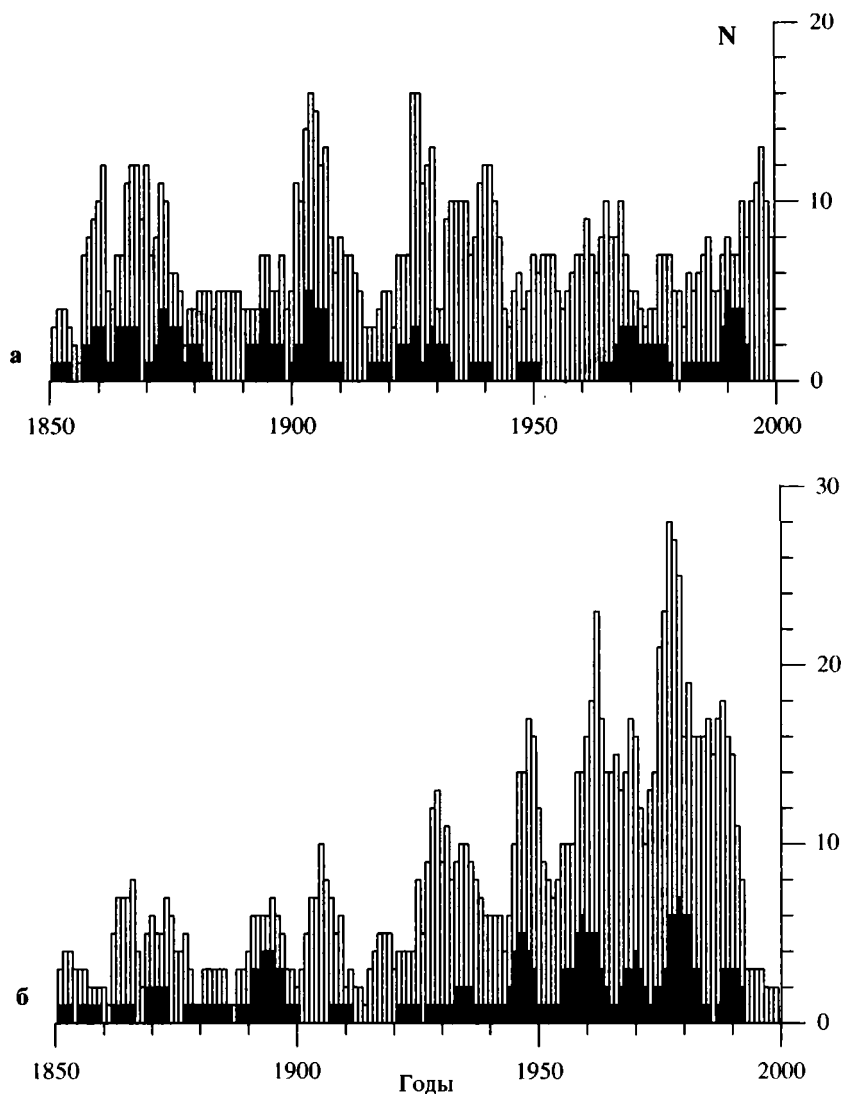


Рис. 74. Гистограммы количества землетрясений второй половины XIX в. и XX в. с $M_S \geq 5,7$ в сейсмотектонических провинциях II (а) и III (б) Альпийско-Гималайского коллизийного пояса (составила Е.Р. Сенько)

Гистограммы построены для 5-летних временных интервалов методом «скользящего окна» в 1 год. Разделение землетрясений по магнитудам см. на рис. 55

Fig. 74. Histograms of number of earthquakes with magnitudes $M_S \geq 5,7$ in the seismotectonic provinces II and III of the Alpine-Himalayan collision belt in the second part of XIX century and in XX century (compiled by E.R. Senko)

The histograms are plotted for the 5-year intervals by using of «sliding window» with 1-year discreteness. The earthquakes are differentiated by magnitudes as in fig. 55

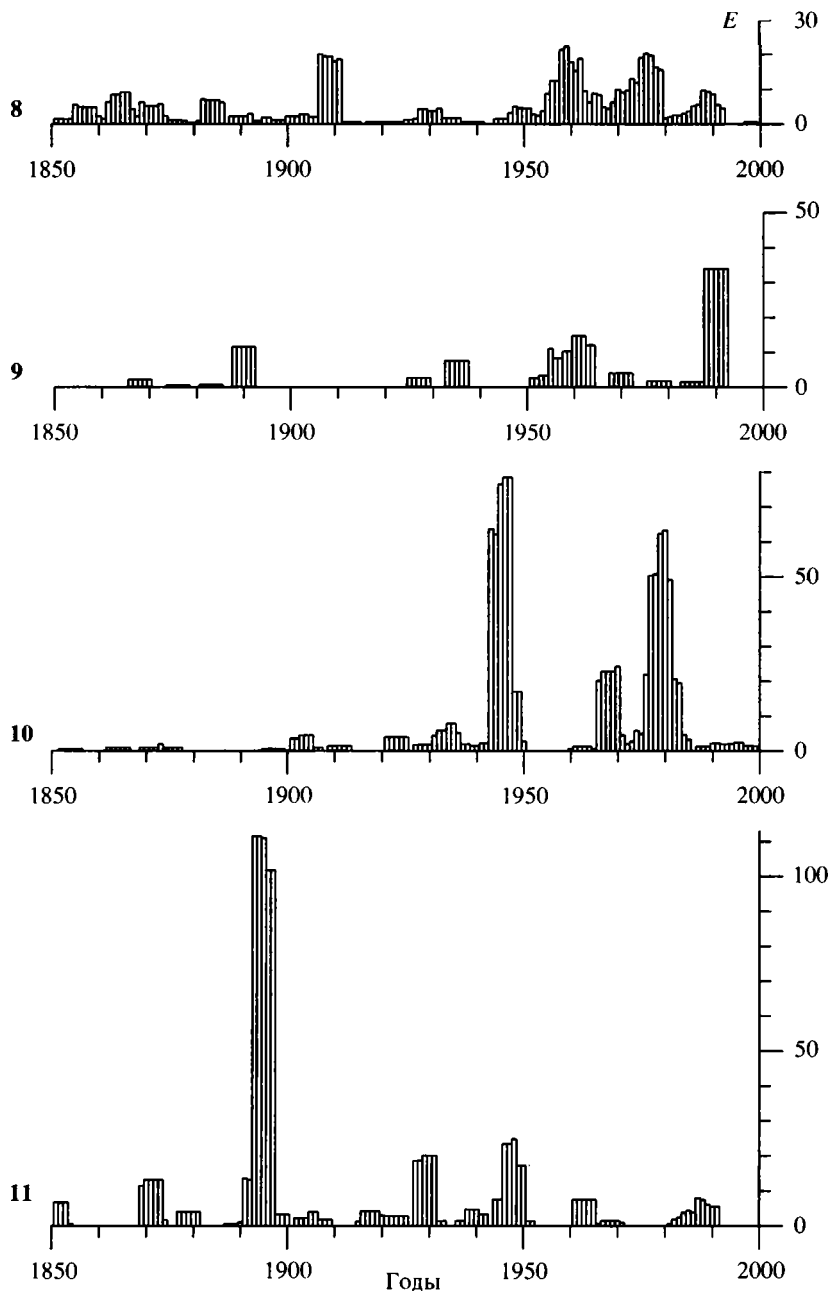


Рис. 75. Гистограммы количества сейсмической энергии, выделенной землетрясениями второй половины XIX в. и XX в. с $M_S \geq 5,7$ в зонах 8–11 Иранского сегмента Альпийско-Гималайского коллизийного пояса, в 10^{15} Дж (составила Е.Р. Сенько)

Гистограммы построены для 5-летних временных интервалов методом «скользящего окна» в 1 год

Fig. 75. Histograms of values of seismic energy (in 10^{15} j.), released by earthquakes with magnitudes $M_S \geq 5,7$ in the in the seismotectonic zones 8–11 of the Iranian segment of the Alpine-Himalayan collision belt in the second part of XIX century and in XX century (compiled by E.R. Senko)

The histograms are plotted for the 5-year intervals by using of «sliding window» with 1-year discreteness

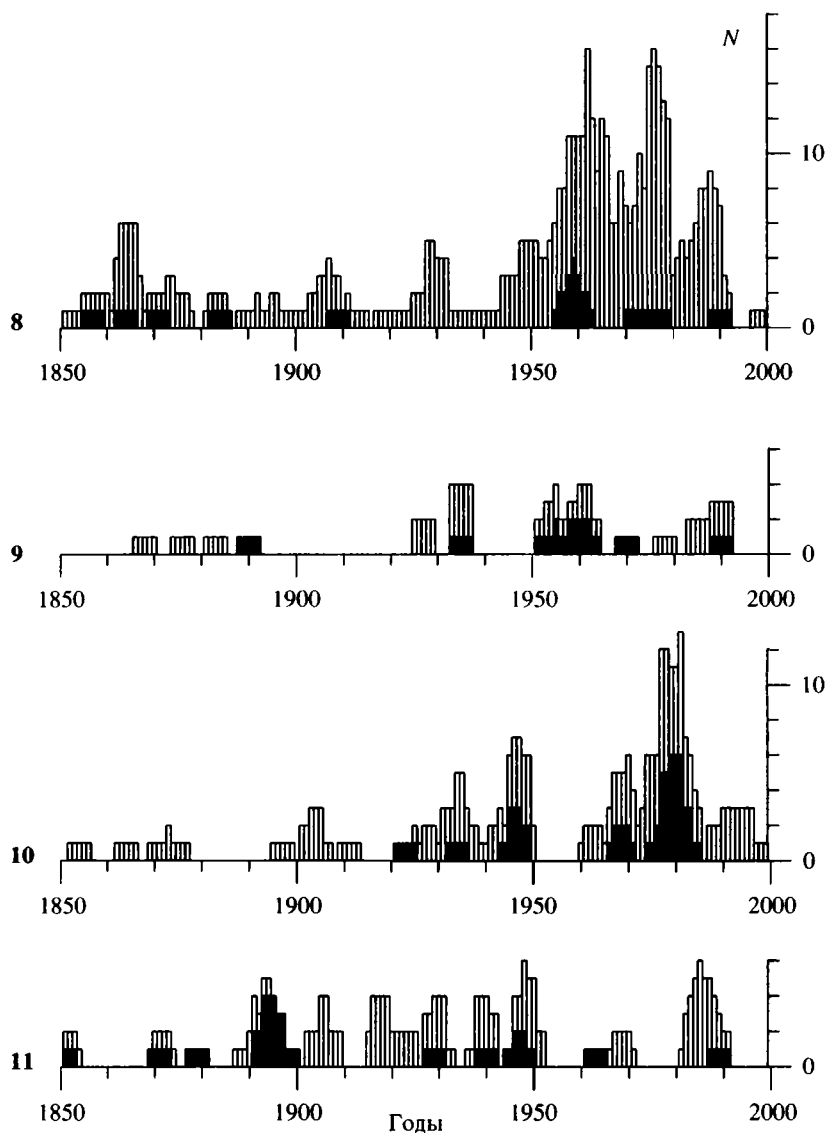


Рис. 76. Гистограммы количества землетрясений второй половины XIX в. и XX в. с $M_S \geq 5,7$ в зонах 8–11 Иранского сегмента Альпийско-Гималайского коллизионного пояса (составила Е.Р. Сенько)

Гистограммы построены для 5-летних временных интервалов методом «скользящего окна» в 1 год. Разделение землетрясений по магнитудам см. на рис. 55

Fig. 76. Histograms of number of earthquakes with magnitudes $M_S \geq 5,7$ in the seismotectonic zones 8–11 of the Iranian segment of the Alpine-Himalayan collision belt in the second part of XIX century and in XX century (compiled by E.R. Senko)

The histograms are plotted for the 5-year intervals by using of «sliding window» with 1-year discreteness. The earthquakes are differentiated by magnitudes as in fig. 55

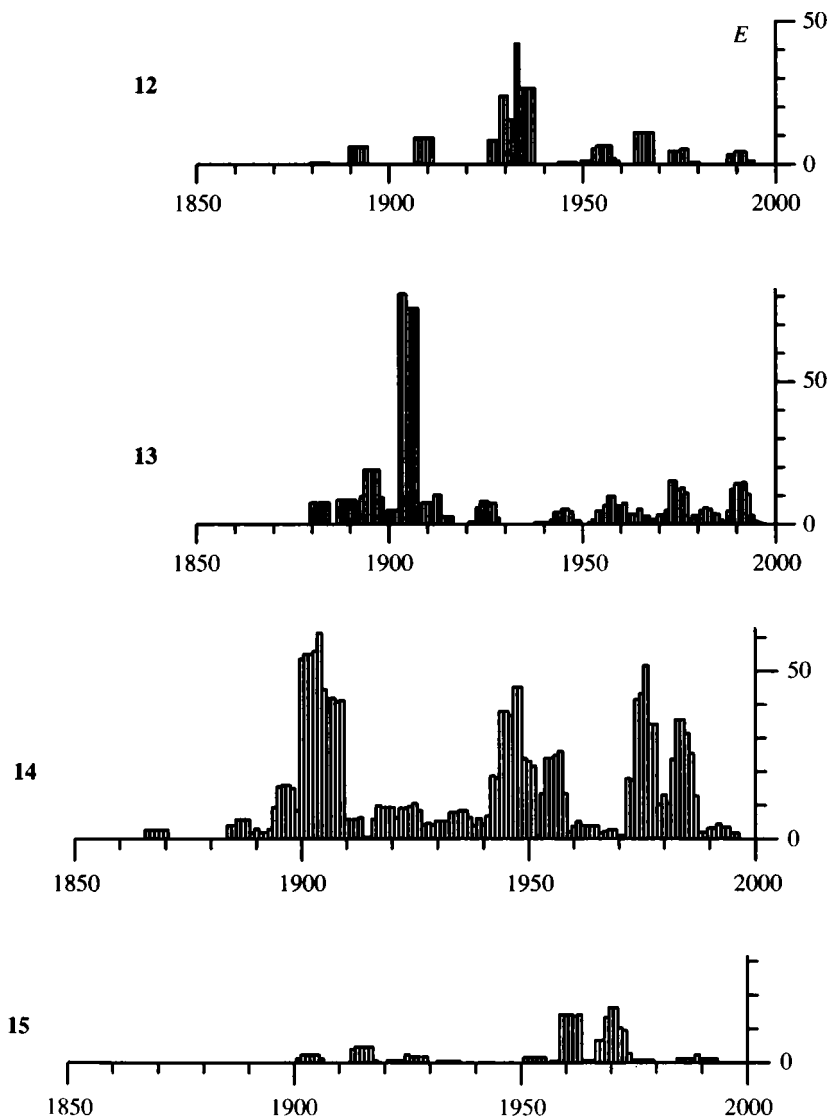


Рис. 77. Гистограммы количества сейсмической энергии, выделенной поверхностными (гипоцентры не глубже 70 км) землетрясениями второй половины XIX в. и XX в. с $M_S \geq 5,7$ в зонах 12–16 области взаимодействия Индийской и Евразийской плит, в 10^{15} Дж (составила Е.Р. Сенько)

Гистограммы построены для 5-летних временных интервалов методом «скользящего окна» в 1 год

Fig. 77. Histograms of values of seismic energy (in 10^{15} j.), released by shallow (hypocentres are not deeper than 70 km) earthquakes with magnitudes $M_S \geq 5,7$ in the seismotectonic zones 12–16 of the area of interaction of the Indian and Eurasian plates in the second part of XIX century and in XX century (compiled by E.R. Senko)

The histograms are plotted for the 5-year intervals by using of «sliding window» with 1-year discreteness

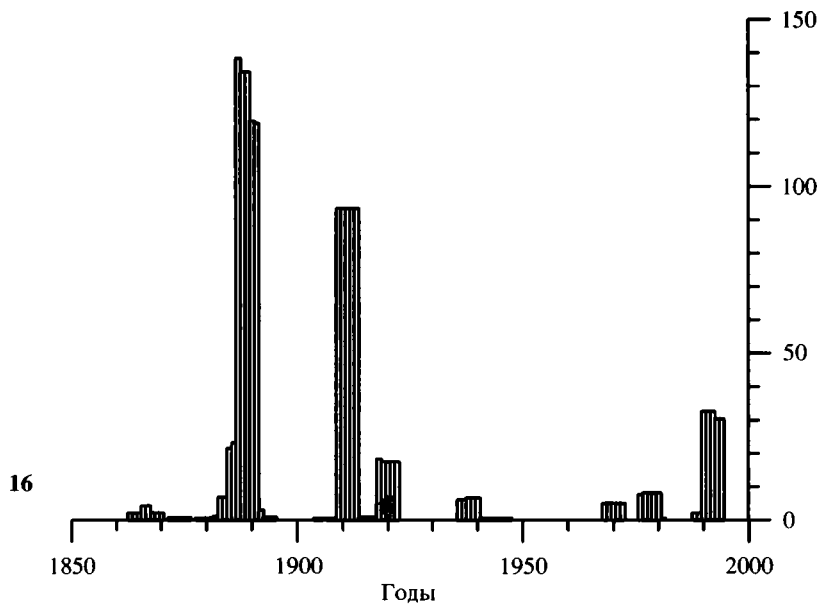


Рис. 77. (окончание)

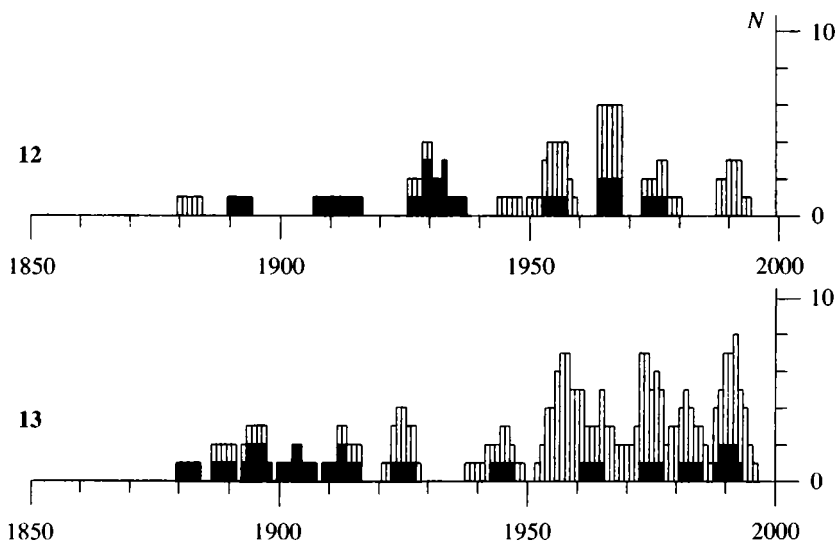


Рис. 78. Гистограммы количества поверхностных (гипоцентры не глубже 70 км) землетрясений второй половины XIX в. и XX в. с $M_S \geq 5,7$ в зонах 12–16 области взаимодействия Индийской и Евразийской плит (составила Е.Р. Сенько)

Гистограммы построены для 5-летних временных интервалов методом «скользящего окна» в 1 год. Разделение землетрясений по магнитудам см. на рис. 55

Fig. 78. Histograms of number of shallow (hypocentres are not deeper than 70 km) earthquakes with magnitudes $M_S \geq 5,7$ in the seismotectonic zones 12–16 of the area of interaction of the Indian and Eurasian plates in the second part of XIX century and in XX century (compiled by E.R. Senko)

The histograms are plotted for the 5-year intervals by using of «sliding window» with 1-year discreteness. The earthquakes are differentiated by magnitudes as in fig. 55

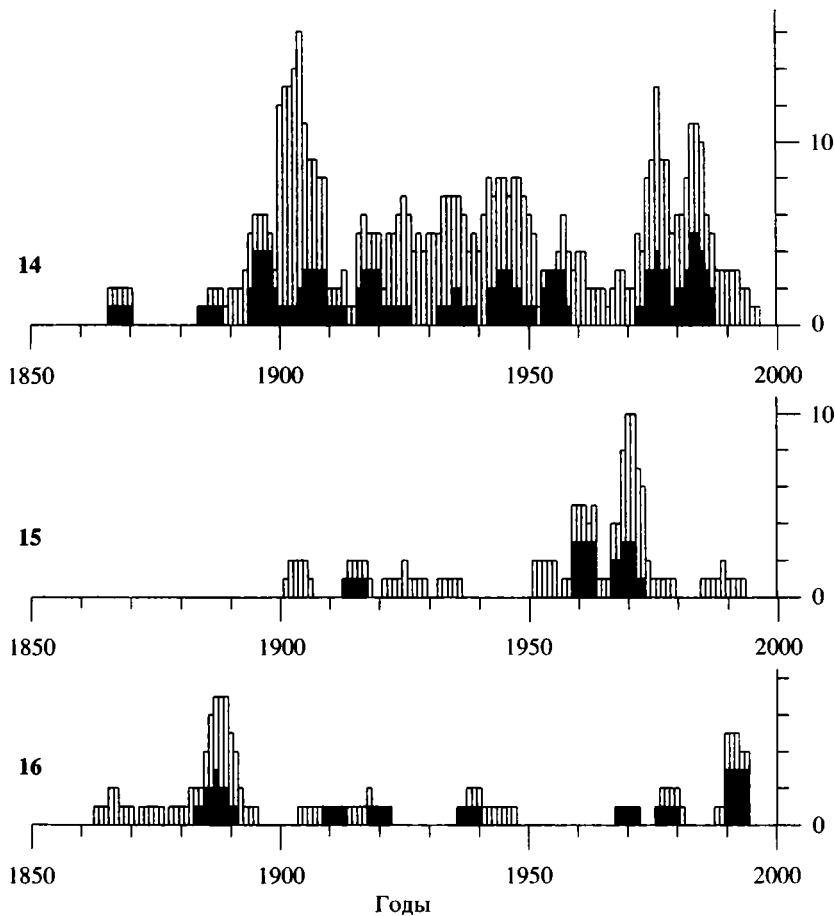


Рис. 78 (окончание)

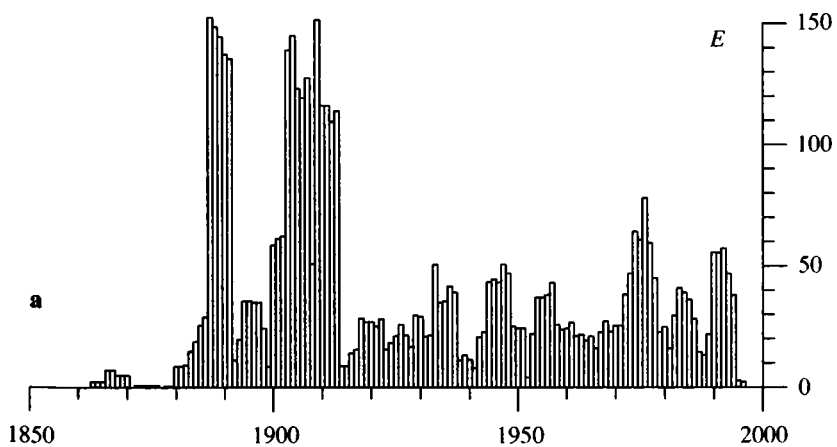


Рис. 79

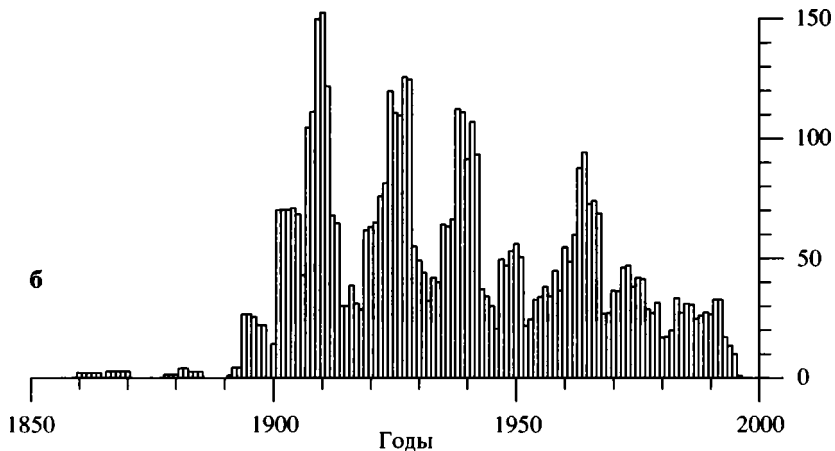


Рис. 79. Гистограммы количества сейсмической энергии, выделенной во второй половине XIX в. и XX в. поверхностными (гипоцентры не глубже 70 км) землетрясениями с $M_S \geq 5,7$ в сейсмотектонической провинции IV Альпийско-Гималайского коллизийного пояса (а) и промежуточными (гипоцентры глубже 70 км) землетрясениями в Памиро-Гиндукушской мантийной сейсмофокальной зоне (б), в 10^{15} Дж (составила Е.Р. Сенько)

Гистограммы построены для 5-летних временных интервалов методом «скользящего окна» в 1 год

Fig. 79. Histograms of values of seismic energy (in 10^{15} j.), released by shallow (hypocenters are not deeper than 70 km) earthquakes with magnitudes $M_S \geq 5,7$ in the seismotectonic province IV of the Alpine-Himalayan collision belt (a) and by intermediate (hypocenters are deeper than 70 km) earthquakes in the Pamir-Hindu Kush mantle focal zone (b) in the second part of XIX century and in XX century (compiled by E.R. Senko)

The histograms are plotted for the 5-year intervals by using of «sliding window» with 1-year discreteness

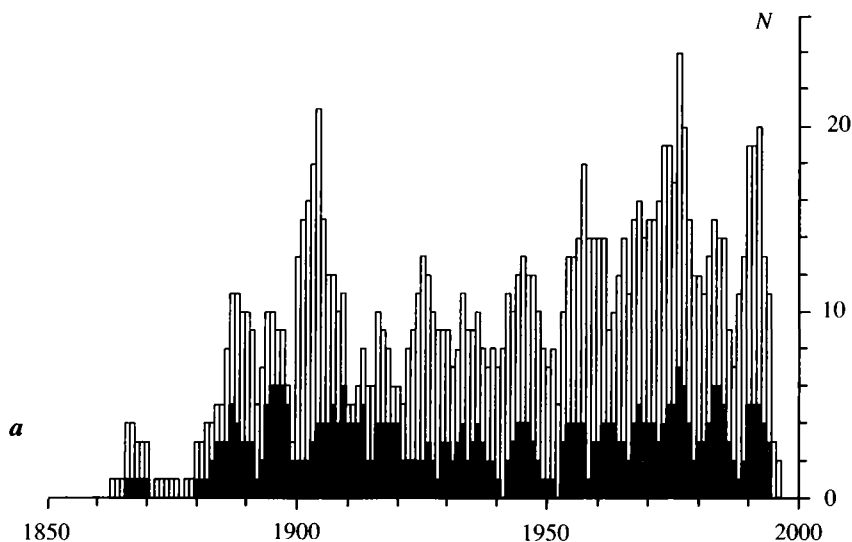


Рис. 80

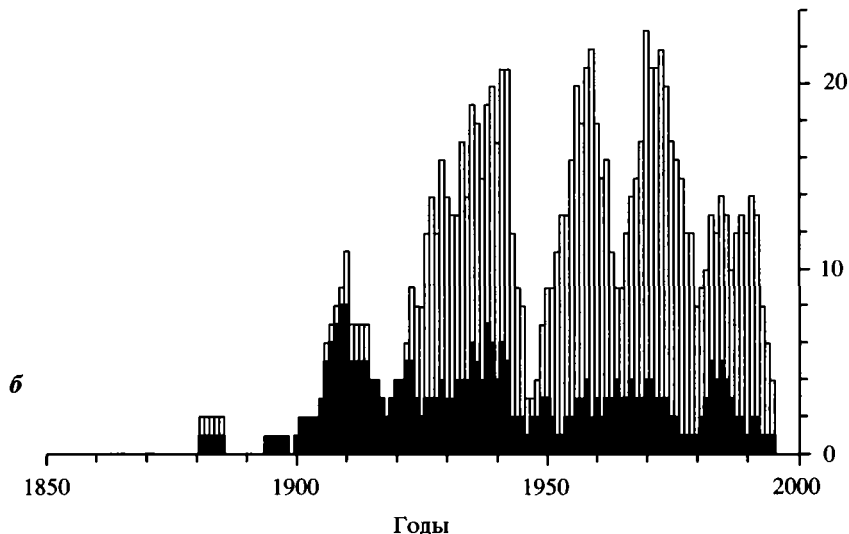


Рис. 80. Гистограммы количества землетрясений второй половины XIX в. и XX в. с $M_S \geq 5,7$: поверхностных (гипоцентры не глубже 70 км) в сеймотектонической провинции IV Альпийско-Гималайского коллизионного пояса (а) и промежуточных (гипоцентры глубже 70 км) в Памиро-Гиндукушской мантийной сейсмофокальной зоне (б) (составила Е.Р. Сенько)

Гистограммы построены для 5-летних временных интервалов методом «скользящего окна» в 1 год. Разделение землетрясений по магнитудам см. на рис. 55

Fig. 80. Histograms of number of shallow (hypocentres are not deeper than 70 km) earthquakes with magnitudes $M_S \geq 5,7$ in the seismotectonic province IV of the Alpine-Himalayan collision belt (a) and intermediate (hypocentres are deeper than 70 km) earthquakes in the Pamir-Hindu Kush mantle focal zone (b) in the second part of XIX century and in XX century (compiled by E.R. Senko)

The histograms are plotted for the 5-year intervals by using of «sliding window» with 1-year discreteness. The earthquakes are differentiated by magnitudes as in fig. 55

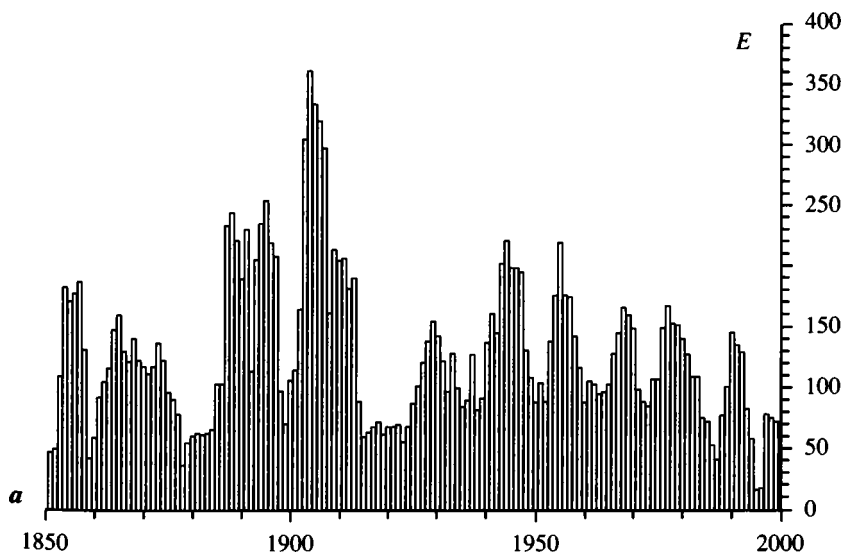


Рис. 81

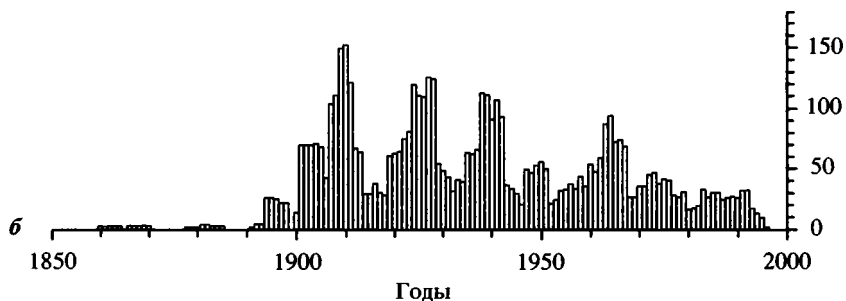


Рис. 81. Гистограммы количества сейсмической энергии, выделенной во второй половине XIX в. и XX в. поверхностными (а – гипоцентры не глубже 70 км) и промежуточными (б – гипоцентры глубже 70 км) землетрясениями с $M_S \geq 5,7$ во всех провинциях центральной части Альпийско-Гималайского коллизионного пояса, в 10^{15} Дж (составила Е.Р. Сенько)

Гистограммы построены для 5-летних временных интервалов методом «скользящего окна» в 1 год

Fig. 81. Histograms of values of seismic energy (in 10^{15} j.), released by shallow (а, hypocentres are not deeper than 70 km) and by intermediate (б, hypocentres are deeper than 70 km) earthquakes with magnitudes $M_S \geq 5,7$ in all provinces of the central part of the Alpine-Himalayan collision belt in the second part of XIX century and in XX century (compiled by E.R. Senko)

The histograms are plotted for the 5-year intervals by using of «sliding window» with 1-year discreteness

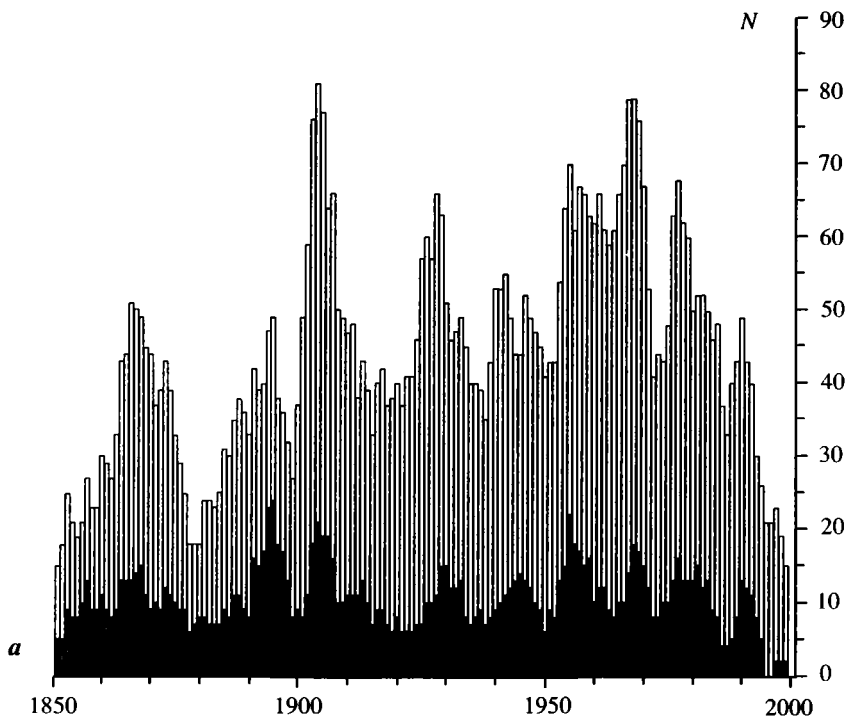


Рис. 82

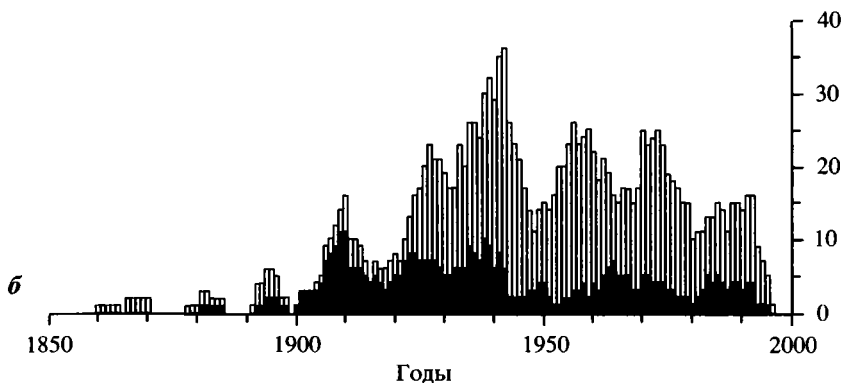


Рис. 82. Гистограммы количества поверхностных (а, гипоцентры не глубже 70 км) и промежуточных (б, гипоцентры глубже 70 км) землетрясений второй половины XIX в. и XX в. с $M_S \geq 5,7$ во всех провинциях центральной части Альпийско-Гималайского коллизионного пояса (составила Е.Р. Сенько)

Гистограммы построены для 5-летних временных интервалов методом «скользящего окна» в 1 год. Разделение землетрясений по магнитудам см. на рис. 55

Fig. 82. Histograms of number of shallow (а, hypocentres are not deeper than 70 km) and intermediate (б, hypocentres are deeper than 70 km) earthquakes with magnitudes $M_S \geq 5,7$ in all provinces of the central part of the Alpine-Himalayan collision belt in the second part of XIX century and in XX century (compiled by E.R. Senko)

The histograms are plotted for the 5-year intervals by using of «sliding window» with 1-year discreteness. The earthquakes are differentiated by magnitudes as in fig. 55

3.3. ВОЗДЕЙСТВИЯ СИЛЬНЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ НА НАСЕЛЕНИЕ ВОСТОЧНОЙ ОЙКУМЭНЫ

Приведённые выше данные и сопоставления показывают, что сильные землетрясения были перманентной и весьма ощутимой угрозой для большей части рассматриваемого региона. Их наиболее очевидные последствия – гибель и травмирование населения, разрушения жилищ и других сооружений. Они определяются сочетанием как природных, так и социальных факторов. К природным факторам, помимо силы землетрясения и интенсивности его проявлений, относятся климатические условия и сезонные изменения, влияющие на возможность обморожения, последствия нарушений водоснабжения и ухудшения его качества, а также время суток, в течение которого произошло землетрясение (ночью, когда население сосредоточено в жилищах, потери больше).

Более разнообразны социальные факторы. Помимо заселённости эпицентральной области, важнейшее значение имели уровень жизни, социальной защищённости и медицинского обслуживания населения, состояние общества (в периоды потрясений и политической нестабильности последствия землетрясения более ощутимы), культурные и строительные традиции, определявшие сейсмостойкость строительства и способность населения противостоять природному воздействию. Таким образом, землетрясение как катастрофическое событие – явление, в большей степени социальное, чем природное.

Прямыми последствиями воздействия сильных землетрясений на систему жизнеобеспечения далеко не исчерпывались. Сейсмогенные нарушения и деформации земной поверхности, оползни, обвалы и сели не только приводили к дополнительным разрушениям и жертвам, но и делали непригодными значи-

тельные площади сельскохозяйственных угодий. Эффект усиливался разрушением плотин и ирригационных систем, иногда приводившим к наводнениям. Большое значение имели временные или необратимые изменения гидродинамики и гидрохимии подземных вод, которые для некоторых поселений были главными источниками водоснабжения.

Особенно ощутимыми непосредственные и вторичные деформационные последствия землетрясений были на морских побережьях. Описаны локальные просадки берегов, приводившие к частичному или полному затоплению поселений [Catalogue..., 1994; Nikonov, 1995]. Эти и другие локальные деформации поверхности происходили при коровых землетрясениях с относительно небольшой глубиной сейсмических очагов. Мантийные землетрясения той же силы ощущались слабее, но иногда приводили к более значительным деформационным эффектам. Так, при сильнейшем Критском землетрясении 365 г. н.э., глубина гипоцентра которого оценивается примерно в 150 км, юго-западная часть Крита оказалась подтопленной до 8,5 м (см. рис. 31, а) [Pirazzoli, 1986]. Это сделало непригодными многие гавани и портовые сооружения. Трагические последствия имели возникавшие при морских землетрясениях цунами.

Основной ущерб жизни и здоровью населения наносят при сильных землетрясениях механические травмы. Чаще всего, это травмы мягких тканей (60–70%), реже переломы и травмы костей. 97% травм происходят сразу или в течение 30 мин после землетрясения. Отношение числа погибших к числу раненых варьирует в широких пределах. Так, при Табаском землетрясении 1978 г. в Иране оно составило 1/0,45, при Спитакском 1988 г. – 1/1,25, а при Ашхабадском 1948 г. – примерно 1/2. Чаще, однако, эта величина близка к 1/3 [Келлер, Кувакин, 1998]. Отношение числа тяжелораненых и легкораненых – в среднем 1/10. Среди погибших и раненых преобладают женщины, дети от 1 года до 10 лет и пожилые люди. Так, при Ашхабадском землетрясении 47% погибших составили женщины, 35% – дети и лишь 18% – мужчины. При Ташкентском землетрясении 1966 г. санитарных потерь среди женщин было на 25% больше, чем среди мужчин.

Однако указанными прямыми потерями воздействия сильных землетрясений на жизнь и здоровье людей не исчерпываются [Келлер, Кувакин, 1998]. Постоянными спутниками сейсмогенных разрушений всегда были пожары. Их опасность возросла с конца XIX в. и особенно в XX в., когда причиной пожаров часто стало повреждение электросетей, а ликвидация их последствий затруднялась разрывами водопроводных труб. Соответственно стало больше пострадавших от ожогов.

Нередки при землетрясениях преждевременные роды и мертворождения. Возрастает и число «обычных» заболеваний. Так, после землетрясения 1966 г. в Ташкенте число сердечно-сосудистых заболеваний увеличилось на 20,5% в 1966 г. и на 27% в 1967 г., а число инфарктов миокарда – в 2 раза. В Ашхабаде и его пригородах в 1949 г. по сравнению с 1948 г. возросло число инфекционных заболеваний: брюшного тифа – на 36%, дизентерии – на 32%, дифтерии – на 30%, скарлатины – на 15%, кори – на 43% и малярии – в 2 раза. Количество взрослых, умерших от инфекционных заболеваний, увеличилось на 40% [Beinin, 1985]. Причинами вспышки инфекционных заболеваний после землетрясения являются антисанитария, миграция населения и, вероятно, снижение его иммунологической резистентности. Инфекции могут передаваться через животных, нормальная жизнь которых также нарушается землетрясением. Возрастает число укушенных бродячими собаками. После Спитакского землетрясения 1988 г. в отдельных очагах на территории Армении возникла эпизоотия чумы. Отмечен

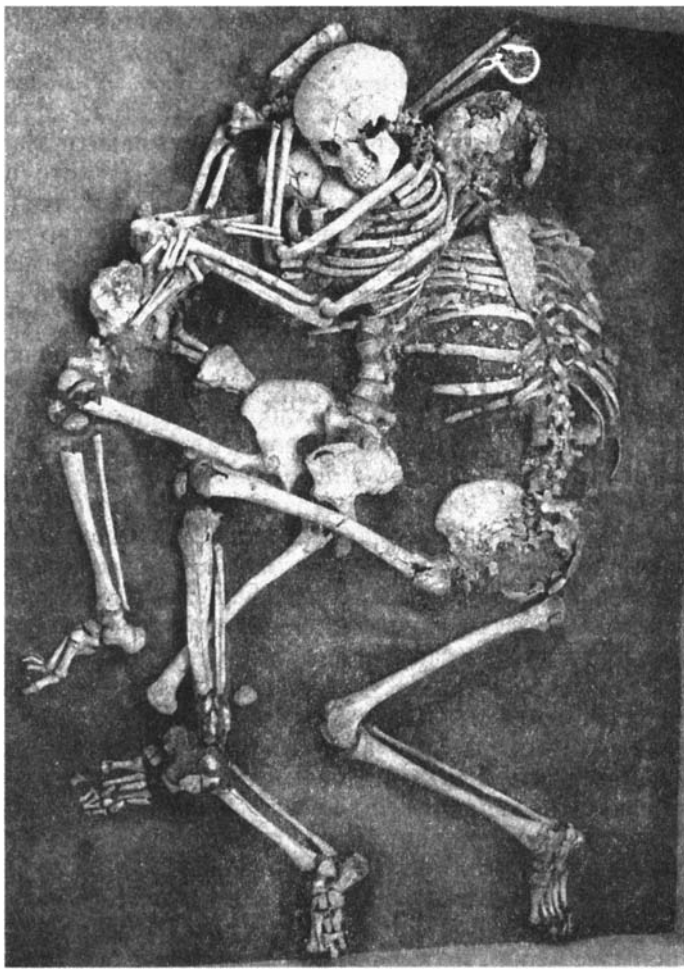


Рис. 83. Скелеты, обнаруженные при раскопках большого дома в Коурионе (Кипр) в 1984–1987 гг. Три члена семьи объединились в последнем отчаянном объятии и оказались, вероятно, жертвами землетрясения, которое около 370 г. поразило несколько городов Кипра, включая Пафос, находившийся примерно в 50 км от Коуриона. Приводится по книге [Catalogue..., 1994; © Martha Cooper]

Fig. 83. Skeletons found during excavation of the large house between 1984 and 1987. The three members of the family are united in one last desperate embrace, and were probably victims of the earthquake, which struck several towns in Cyprus in about 370, including Paphos, which is about 50 km from Kourion (after [Catalogue..., 1994; © Martha Cooper])

ны заболевания сибирской язвой, лептоспирозом, бруцеллёзом, туляремией. Среди детей повысилась заболеваемость сальмонеллёзом.

Землетрясения наносят и психические травмы, последствия которых могут ощущаться долгие годы. Так, после землетрясения в Скопле (Македония) в 1963 г. лишь 25% населения могло участвовать в спасательных работах. 10% имели серьезные психические расстройства, а у остальных наблюдались легкие нарушения психики [Келлер, Кувакин, 1998].

Таким образом, не только разрушительные последствия землетрясений, но и их воздействия на здоровье населения весьма продолжительны и могут ощущаться по меньшей мере в течение нескольких лет.

Наиболее полные сведения о последствиях землетрясений имеются для XX в. Однако даже в этот период нередко сообщалось лишь о разрушительных последствиях, а число жертв скрывалось или сообщалось неточно. Так было, например, после Ашхабадского землетрясения 1948 г., сведения о жертвах которого стали достоянием гласности лишь по прошествии 40 лет [Кадыров, 1990]. Для Большебалханского землетрясения 2001 г. в Юго-Западной Туркмении отсутствуют не только сообщения о жертвах, но даже макросейсмические данные.

Для доинструментальных землетрясений основным источником информации являются письменные свидетельства. В них сообщается о разрушенных городах и иногда других населённых пунктах, причём наиболее полные сведения приводятся для культовых, правительственных и общественных сооружений. Достоверность сведений о количестве погибших обстоятельно проанализировал М. Берберян [Berberian, 1994]. Он показал, что наибольшее доверие вызывают свидетельства непосредственных очевидцев, минимально отстоящие по времени от сейсмического события. Но даже они могут быть преувеличены трагическим восприятием катастрофы и неоправданными экстраполяциями виденного или, напротив, страдать неполнотой. По мере удаления от события во времени приводимые числа искажаются, как правило, в сторону преувеличений, иногда весьма значительных.

Что же касается архео- и палеосейсмологических данных, то они содержат лишь косвенные сведения о масштабах катастрофы. Из них более полную картину способна дать археосейсмология, позволяющая выявить разрушения конкретных построек, оценить макросейсмический эффект, а иногда даже обнаружить останки жертв землетрясений (рис. 83). В случае Великого Минойского землетрясения-извержения второй половины XVI в. до н.э. помимо этого удалось предположительно оценить общий экономический эффект (утрату некоторых технических достижений) и ошутимость потерь среди населения (сокращение размеров поселений). Подробнее они рассмотрены в разделе 4.4. Палеосейсмологические данные дают возможность лишь примерно локализовать эпицентральную область, предположительно оценить силу землетрясения и иногда его интенсивность.

В табл. 3 приведены сведения о количестве погибших при некоторых сильных землетрясениях рассматриваемого региона, причём выбраны события, где число жертв было не меньше 5000. К сожалению, документов, содержащих сведения о землетрясениях и их разрушительных последствиях, намного больше, чем сообщений о числе жертв. Вместе с тем, за скупыми строками древних авторов, даже если они не сообщают о числе жертв, масштабы трагедии иногда проступают весьма ощутимо. Среди них выделяется своей эмоциональностью описание Северием Антиохийским (Severus of Antioch) землетрясения с магнитудой $M_S = 7,7$, которое произошло в Антиохии в ночь с 13 на 14 сентября 458 г. (цитируется в переводе с английского по книге [Catalogue..., 1996, pp. 296–297]):

«Как все вы, достопочтенные, помните, ужасное и печальное зрелище предстало перед глазами всякого, когда можно было видеть, как старики, так же как юноши и дети вместе умерли безвременно и внезапно; как женщины были погребены живыми, когда их дети ещё тянулись к груди, жажда сосать молоко, и не осознавали смерть, простёртую над их головами; как мужчины, которые были в отсутствии, когда их дома рухнули, хотя и избежали опас-

Таблица 3. Число жертв землетрясений в Восточном Средиземноморье и на Среднем Востоке

Table 3. Number of people killed by earthquakes in the Eastern Mediterranean and Middle East

Дата Date	Шир. Lat.	Долг. Long.	Район Area	M_S M_S	Число жертв Died people	Источник References
-464	36,8	22,4	Спарта	7-7,2	>20000	17
-426	38,8	22,6	Атланти	7	n1000	17
-67	36,25	36,1	Сирия	6,8	170000	13, 17
-31	32	35,5	Иудея	7	30000	1, 13
262			М. Азия (Мендерес?)		5000	17
303	34,12	35,63	Левант (Библ)	7,4	n1000	17
365	34,7	24	Крит (ц)	8,3	≥n10000	17
447	40,8	29,6	Мраморное море (ц)	7,5	n1000	17
526	36,25	36,1	Антиохия (п)	6,8	до 250000	17
528-529	36,83	36,25	Антиохия, Лаодикия	7	≥12370	17
551	34	35,5	Левант (ц)	7,3	≥30000	17
587	36,25	36,1	Антиохия	6,8	60000	17
735	39,51	45,76	Армения (Вайодзор)	7	≥15000	18
746-749	32	35,3	Левант	7,3	≥n1000	17
838	40,4	71,8	Фергана	6?	15000	6, 19
844-847	34,4	36,3	Дамаск, Антиохия	7,7	≥70000	17
856	36,23	54,14	СВ Иран (Аладаг)	7,9	45096	14
То же					200000	21
856	38,25	22,5	Коринф	5,7?	45000?	21
863	40	44,61	Армения (Двин)	6,5	120000	17
872	33,11	47,15	СЗ Загрос	6,8	20000	15, 20
893	40	44,61	Армения (Двин)	7	>70000	5
То же					30000	15
То же					150000	17
943	37,6	57	Ниса	7,4	5000	6
971	36	36,3	Антиохия	6,8	12000	20
1008	34,61	47,5	СЗ Загрос	7	>16000	11, 15
1040	38,3	46,4	Тебриз	6,1	5000	21
1042	38,12	46,33	Тебриз	7,6	40000	11, 15
1068	32	34,3	Левант, Иордан	7	20000	9
1119(?)	36,38	50	Эльбурс (Казвин)	6,5	8000	21
1139	40,3	46,2	Гянджа	7,5	230000	5, 8
1169			Сицилия(Сиракузы)(ц)		14000	16, 21
1201(?)			Эгейское море		100000	21
1201-1202	34	36,2	Левант	8	n10000	11
То же					30000	20
1209	36,4	58,7	Нишапур, Биналуд	7,6	10000	15
1268	39,72	39,5	Эрзинджан, Сивас	7,1	15000	21
1270	36,25	58,75	Нишапур, Биналуд	7,1	10000	15
1275	42,1	44,2	Ахалкалаки	6,7	10000	5, 6
1303	36,3	27,3	ЮВ-нее Крита (ц)	8	n1000 (>5000)	9
1336	34,49	59,88	В Дорунех (э)	7,6	>31000	21
То же					>20000	15

Таблица 3 (продолжение)

Дата Date	Шир. Lat.	Долг. Long.	Район Area	M_S M_S	Число жертв Died people	Источник References
1405	36,25	58,75	Нишапур, Биналуд	7,4	>30000	15
1440	28,42	53,08	ЮВ Загрос	7,1	10000	11, 15
1441	38,6	42,18	Немрут (в)	5,7?	30000	21
1457	39,72	39,5	Эрзинджан	7,5	32000	21
1482	39,72	39,5	Эрзинджан	7,5	30000	21
1509	40,75	29	Стамбул	7,7	≥5000	10
То же					13000	21
1542	40,6	23?	Стамбул	6,7?	120000	10
1556			Мраморное море		n1000	10
1584	39,72	39,5	Эрзинджан	7	15000	10
1598	40,66	33,89	САЗР возле Амасии	6,5	>60000	10
1608	36,4	50,5	Эльбурс (Казвин)	7,6	12000	21
1609	36,4	28,4	Родос (ц)	7,2	>10000	10
1641	37,9	46,1	Тебриз	6,8	12613	15
1648	41	29	Стамбул	6,1?	30000	10
1653	37,9	28,3	Мендерес, Измир	7,2	8000	10
1667			Дубровник		5000	21
1668	41	48	Шемаха	7,8	80000	6
1668	41	36	Центр САЗР	8	≥7800	10
1673	36,35	59,27	Мешхед	6,6	≥5600	15
1679	40,08	44,83	Армения (Гарни)	7	>8000	10, 22
1688	38,4	27,2	Измир (п)	6,8	15000	10
То же					50000	20
1693			Сицилия(Сиракузы)(ц)		100000	16, 21
1702	37,7	29,1	Зап. Турция	7	12000	10
1717	38,7	35,47	Центр Турции	6,1	8340	10
1717			Мендерес		6000	10
1719	40,7	29,5	В. Мраморного моря	6,8	>6000	10
1721	39,94	46,66	Тебриз	7-7,3	≥40000	15
1754	40,8	29,4	Измит	6,8	n1000? с афт	10
1766	41	27,5	Мраморное море	7,7	5000	10
1778	33,97	51,35	Кашан	6,2	>8000	15
1780	38,12	46,29	Тебриз	7,6	50000	15
То же					40000-100000	21
1784	39,45	40,25	Эрзинджан, Муш	7	до 12000	10
1789	39	40	ВАЗР (Палу)	7	51000	10
1789			ЮВ Турции		n1000?	10
1827	40,63	44,53	Армения (Цахкадзор)	7	10000	5, 22
1837	32	35,5	Левант	6,4	>7000	7
1853	29,6	52,5	Шираз	6,2	9000	11, 15
1871	37,25	58,3	Кучан	7,2	>4000	21
1881	38,25	26,1	Эгейское м. (о.Хиос)	7,4	≥8000	21
1893	37,1	58,4	Кучан	7,1	18000	6, 11
1908			Сицилия (Мессина)	7,5	75000	16, 21
1909	33,4	49,1	Сияхор	7,4	>5000	12
1934	26,5	86,5	Ц. Гималаи (Непал)	8,1	>10000	21

Таблица 3 (окончание)

Дата Date	Шир. Lat.	Долг. Long.	Район Area	M_s M_s	Число жертв Died people	Источник References
1935	29,5	66,8	Кветта	7,6	30000	21
То же					40000	4
1939	40,1	38,2	САЗР (Эрзинджан)	7,8	23000	21
1948	37,95	58,32	Ашхабад	7,3	≤45000	2
1962	35,6	49,9	С. Иран (Буйин-Зара)	7,2	12225	21
1968	34,15	59,01	В. Иран(Дашт-е-Байаз)	7,4	>10000	21
1972	28,38	52,98	ЮВ Загрос (Гир)	6,9	5374	21
1978	33,37	57,44	В. Иран (Табас)	7,4	20000	3
То же					25000	4
1988	40,86	44,17	Армения (Спитак)	7	25000	3
1990	37	49,4	Эльбурс (Рудбар)	7,3	>40000	21
1556	34,5	109,7	Китай (Сиань)	≥8	830000	21
1920	36,6	105,4	Китай (Ланьчжоу)	≥8,3	160000	21
1976	39,57	117,9	Китай (Тангиань)	7,9	>250000	21,8
То же					400000	4
То же					640000	3

Примечания. В столбце «Район» указаны неблагоприятные явления, последовавшие за землетрясением: (в) – вулканизм, (п) – пожар, (ц) – цунами, (э) – эпидемия. В столбце «Число жертв» приведено количество погибших от землетрясения и этих явлений; п1000 или п10000 – многие тысячи или десятки тысяч жертв. В конце таблицы курсивом даны сведения о китайских землетрясениях, сопровождавшихся максимальным числом жертв, зафиксированных за всю историю наблюдений и в XX в. Источники информации: 1 – Иосиф Флавий, 1999; 2 – Кадыров, 1990; 3 – Келлер, Кувакин, 1998; 4 – Лобацкая, Кофф, 1997; 5 – Nikonov, 1991; 6 – Новый каталог..., 1977; 7 – Ambraseys, 1997c; 8 – Ambraseys, Adams, 1989; 9 – Ambraseys et al., 1994; 10 – Ambraseys, Finkel, 1995; 11 – Ambraseys, Melville, 1982; 12 – Ambraseys, Moïner, 1993; 13 – Ambraseys, White, 1997; 14 – Berberian, 1976, 1977; 15 – Berberian, 1994; 16 – Catalogue..., 1995; 17 – Catalogue..., 1994; 18 – Karakhanian et al., 2002; 19 – Melville, 1978; 20 – Taher, 1979; 21 – Tiedemann, 1991; 22 – Trifonov, Karakhanian, Assaturian, Ivanova, 1994.

ности, но, подобно внезапно ослепшему бегуну, испытали потрясение и невольно шли навстречу смерти, от которой они спаслись.

Другие оставались под рухнувшей крышей и либо не могли выбраться из-за их преклонного возраста или некоей иной немощи, либо уже приняли смерть по божьему предначертанию, ибо сказал пророк: “Куда я скроюсь от Твоего духа и от Твоего лика, где найду я спасение?” Они могли чудом спастись, будучи замурованы в ямах и находясь как бы в пещерах; люди пытались убедить их дать о себе знать и отозваться, ибо только по их крикам можно было узнать, что они не умерли.

Иные же остались стоять и не пострадали, когда стены обрушивались здесь и там...

Находился человек, плечи или ноги которого были сломаны, или чьи руки были отрублены, или который был ушиблен или ранен в лицо большим камнем, который обрушился и повредил ему лицо; был и такой, которого никто не узнавал, и он лежал полумёртвым; хотя ему могли помочь, никто не приходил к нему на помощь: он был подобен тому, чья душа уже отлетела. А другому, почти не пострадавшему, обрушившееся придавило конечности, подобно птице, попавшей в силос. А иные были повержены домами, рухнувшими вместе с их обитателями, и оставаясь в живых, не могли даже крикнуть.

В домах, испытавших сотрясения, стены рухнули и крыши провалились и людям под ними угрожала смерть; те, кто находился внутри, стонали от удушья, причитали и рыдали. И так они оплакивали себя, не слезами на похоронах, но слезами погребённых, поскольку на их головы обрушились камни и они были погребены под черепицей, стропилами и балками.

Тогда город был покинут его обитателями, потому что каждый бежал в высокие горы и в удаленные сельские места, особенно в необитаемые. Потому что не было помещения, стены или крыши, где можно было бы быть уверенным в безопасности, поскольку все было в движении и ужасно тряслось...

Когда землетрясение прекратилось, те, кто хоть насколько-то уверились в этом, первыми ступили на землю, чтобы идти в город. Но каждый был одержим страхом и полон ужаса, подобно людям, которые пересекли широкое море и покидали свои корабли, ещё дрожа и находясь в страхе. Когда они ходили вокруг домов, они горевали и не могли найти утешения, будучи не в силах вынести то, что они видели: приходил отец одного и брат другого, иной оплакивал сына, а иной друга; потому что не было дружеских уз, которые не были бы порваны смертью.

А вот мать, которая любила своих детей и внезапно потеряла сразу всё свое потомство и лишь спаслась сама, утратив все надежды; она страдает, сжигаемая своей любовью. Когда она после долгого бегства достигает разрушенного дома, вырывая волосы и раздирая щеки, она скорбно рыдает, падает ниц на грудь камней и страстно устремляет, подобно мечу, свой материнский взгляд в щели между камнями; она не видит никого из любимых детей, как бы ей ни хотелось; тогда она порывается спасти их, начиная прислушиваться: приставив ухо, она пытается звать каждого из детей по имени громким голосом, как-будто её тихий голос не был бы услышан ими. Не найдя утешения и помутившись разумом из-за страданий, она падает бездыханная и умоляет дать ей покинуть этот мир вместе с её детьми.

Иные же, которые знали, как философски терпеть эти наказания, посланные Богом, составили корпус погребения умерших: погружали их на повозки и, привозя в святой храм, устраивали им достойные похороны...

А как некоторые бежали в Дафне, как я слышал, и провели ночь без сна! Как другие, потеряв веру и рассудок, отплыли в Селевкию, так что, когда землетрясение случилось, они оказались на кораблях и верили, что могут обеспечить безопасность веслами...

И как многие были сожжены огнём молний, многих поглотили трещины в земле, а иные пропали в морских водах или из-за ливня».

В античных и средневековых источниках нередко не приводится точное число жертв, но сообщается о многих или бесчётных тысячах погибших. В этих случаях их количество в табл. 3 обозначено как $n1000$ (или $n10000$, если говорилось о десятках тысяч погибших).

В целом, данные этой таблицы не претендуют на полноту и дают возможность лишь оценить масштабы катастроф. Вместе с тем, они позволяют сделать два важных вывода. Во-первых, число жертв при землетрясениях, помимо плотности населения в эпицентральной области и времени суток, существенно зависело от дополняющих факторов – чаще всего, цунами или вызванного землетрясением пожара. Во-вторых, была построена гистограмма распределения числа жертв по столетиям (рис. 84), при составлении которой n в табл. 3 принималось равным 5. При всей неполноте исходных данных гистограмма числа жертв в первом приближении сходна с гистограммами временного распределения количества выделенной сейсмической энергии и числа сильных землетрясений в регионе (на ней также выделяются два максимума, в каждом из которых выделяются по два столетних пика с числом жертв более 300 тыс.). Следовательно, этими параметрами сейсмичности можно пользоваться для предварительной оценки возможных сейсмических воздействий на жизнь и деятельность населения.

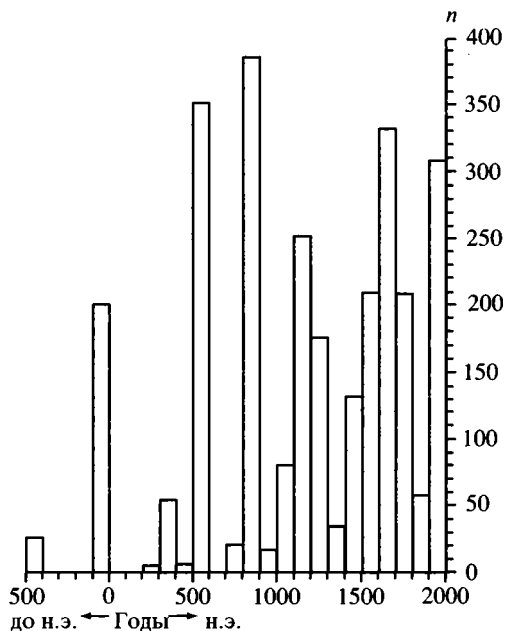
Анализ последствий сильных землетрясений рассматриваемого региона показывает, что единичные землетрясения, как бы сильны они ни были, редко служат причиной существенных исторических изменений. В относительно здоровом государстве, находящемся в состоянии подъёма или стабильности, последствия разрушений ликвидируются, города восстанавливаются, а людские потери восполняются миграцией и, со временем, естественным приростом. Так неоднократно возрождались Антиохия, Родос, Смирна (Измир), Никомедия (Из-

Рис. 84. Гистограмма распределения числа погибших (n , тыс. человек) при землетрясениях Восточного Присредиземноморья и Среднего Востока с V в. до н.э. до нынешних времён (составил В.Г. Трифонов по табл. 3)

Гистограмма построена дискретно по 100-летним временным интервалам

Fig. 84. Histogram of distribution of number of persons killed by earthquakes in the Eastern Mediterranean and Middle East since V century BC up to present (compiled by V.G. Trifonov with using Tabl. 3)

The histogram is plotted discretely for the 100-year intervals



мит) и Ерзнка (Эрзинджан), ликвидировал последствия разрушений Константинополь (Стамбул). Отдельные города или области, пострадавшие от землетрясений, могли временно терять своё экономическое и культурное значение, которое потом восстанавливалось, как это было с финикийским Сидоном. В худшем случае город не восстанавливался, и его роль переходила другому. Так случилось с Угаритом на сирийском побережье Средиземного моря и столицей Армении Двином, столичные функции которого после неоднократных сейсмических разрушений перешли к Ани.

Сохранившиеся документы свидетельствуют о том, что в годы правления многих римских императоров (кроме последней эпохи упадка) процветающая империя оказывала эффективную помощь пострадавшим от землетрясений городам и жителям, и даже такое катастрофическое событие как гибель Помпеи в 79 г. при правлении Тита практически не сказалось на жизни империи.

Иначе было в эпохи политической нестабильности или избыточного экономического напряжения того или иного государства, когда экстремальное природное событие могло нарушить неустойчивое равновесие и сразу или со временем привести к необратимым последствиям. Вероятно, именно такую роль для Минийской державы сыграло Великое Минийское землетрясение-извержение. Экспансионистская политика и долгий вооружённый конфликт с ахейскими городами-государствами требовали максимальной мобилизации сил. Природная катастрофа подорвала силы Минийской державы, которая, хотя и смогла частично ликвидировать её последствия и продолжить прежнюю политику, примерно через 50 лет была разгромлена и покорена окрепшими ахейцами (см. раздел 4.4).

В более явном виде подобная ситуация повторилась при взятии города Бихуры к юго-западу от оз. Севан осаждавшими его урартскими войсками Аргишти I в начале VIII в. до н.э. и при взятии Ани турецкими войсками в 1064 г. В обоих случаях затянувшаяся осада кончилась землетрясением (в первом случае сопровождавшимся вулканическим извержением), разрушившим крепостные стены и позволившим осаждавшим захватить город и окончательно покорить страну. Вместе с тем в обоих случаях силы осаждавших были намного больше, и природная катастрофа лишь ускорила исторически неизбежные события.

В более явном виде подобная ситуация повторилась при взятии города Бихуры к юго-западу от оз. Севан осаждавшими его урартскими войсками Аргишти I в начале VIII в. до н.э. и при взятии Ани турецкими войсками в 1064 г. В обоих случаях затянувшаяся осада кончилась землетрясением (в первом случае сопровождавшимся вулканическим извержением), разрушившим крепостные стены и позволившим осаждавшим захватить город и окончательно покорить страну. Вместе с тем в обоих случаях силы осаждавших были намного больше, и природная катастрофа лишь ускорила исторически неизбежные события.

Более важное историческое значение, по-видимому, имели вековые эпохи увеличения числа и суммарной энергии сильных землетрясений. При них последствия отдельных сейсмических событий не успевали ликвидировать, что всё более ухудшало социально-экономическую ситуацию и обороноспособность страны. Напомним, что именно такие сейсмогенные воздействия разрушили многие ахейские города и способствовали в XIII в. до н.э. завоеванию Греции до-рийско-иллирийскими племенами. Подобным образом ранневизантийский пароксизм середины I тысячелетия н.э. ухудшил и без того тяжелое социально-экономическое и военное положение Восточной Римской империи. Обе указанные эпохи характеризовались к тому же ухудшением климатических условий, подрывавшим сельскохозяйственное производство и приводившим к голоду. Показательно, однако, что несмотря на климатические изменения Сасанидский Иран, где ранневизантийский пароксизм практически не проявился, дольше сохранял относительное благополучие и пал позднее – при арабском завоевании. Подробнее эти события проанализированы в разделе 7.3.

ВУЛКАНИЗМ

4.1. ПРОЯВЛЕНИЯ ГОЛОЦЕНОВОГО ВУЛКАНИЗМА
В ВОСТОЧНОЙ ОЙКУМЕНЕ

В пределах Восточной Ойкумены выделяются две главные вулканические области, где извержения продолжались в голоцене и находятся действующие вулканы. Одна из этих областей – южная часть Эгейского моря. Здесь в тылу Крито-Эллинской дуги в голоцене функционировало несколько вулканов, среди которых наибольшие последствия имели извержения Санторина (Феры). Это вулканы центрального типа, извергавшие материал известково-щелочной серии. Большую роль играла пирокластическая компонента.

Вторая область образует прерывистую полосу, которая сечёт Альпийско-Гималайский пояс почти поперёк в северо-северо-восточном направлении (рис. 85). Полоса протягивается вдоль Левантской зоны разломов на Аравийской плите, пересекает внутренние зоны пояса в Армении и соседних частях Турции и Ирана и достигает Эльбруса на южном крае Евразийской плиты. При пересечении внутренних зон пояса полоса расширяется. Её можно представить как глубинную, мантийного происхождения, термальную зону, дискордантную к разновозрастным ей коровым коллизионным структурам пояса, в которой, судя по минеральному составу вулканического материала, магматические очаги локализованы на глубинах 35–40 км. В зависимости от состава пород в источниках плавления продукты извержений имеют различный состав. Базальтовые породы рифтового типа характерны для Аравийской плиты, где толщина земной коры не превышает 30–35 км, известково-щелочные (большей частью андезитовые) – для Армении, где могла переплавляться погребённая мезозойская океаническая кора, и дацитовые породы – для Большого Кавказа с толщиной континентальной коры 45–50 км.

В областях ареального вулканизма выявляется приуроченность центров позднечетвертичных извержений к определённым элементам коровых структур, характеризующимся условиями локального относительного растяжения в сжатом коллизионном поясе. Так, в районе Друзского массива Сирии (1 на рис. 85) мелкие лавовые вулканы группируются вдоль нарушений сбросо-раздвигового типа, оперяющих Левантскую левосдвиговую зону (см. раздел 4.3).

В Армении молодые вулканы с андезито-базальтовыми, преимущественно лавовыми извержениями расположены вдоль раздвигов, сбросов и сбросо-сдвигов внутри и на краях впадин типа pull-apart, возникающих в местах кулисного подставления отрезков сдвиговых зон. Такова рассматриваемая ниже Сюникская структура в Памбак-Севан-Ханарасарской правосдвиговой зоне [Karakhanian et al., 1997; Караханян и др., 1999], где последние извержения происходили в первой половине IV тысячелетия до н.э. (2 на рис. 85). С ней морфологически сходна большая Гегамская структура с вулканами и главными подвижками по разломам позднеплейстоценового возраста. Она расположена между Памбак-Севан-Ханарасарским и Гарнийским правыми сдвигами (3 на рис. 85), и большинство вулканов тяготеет к западному сбросо-раздвиговому ограничению структуры.

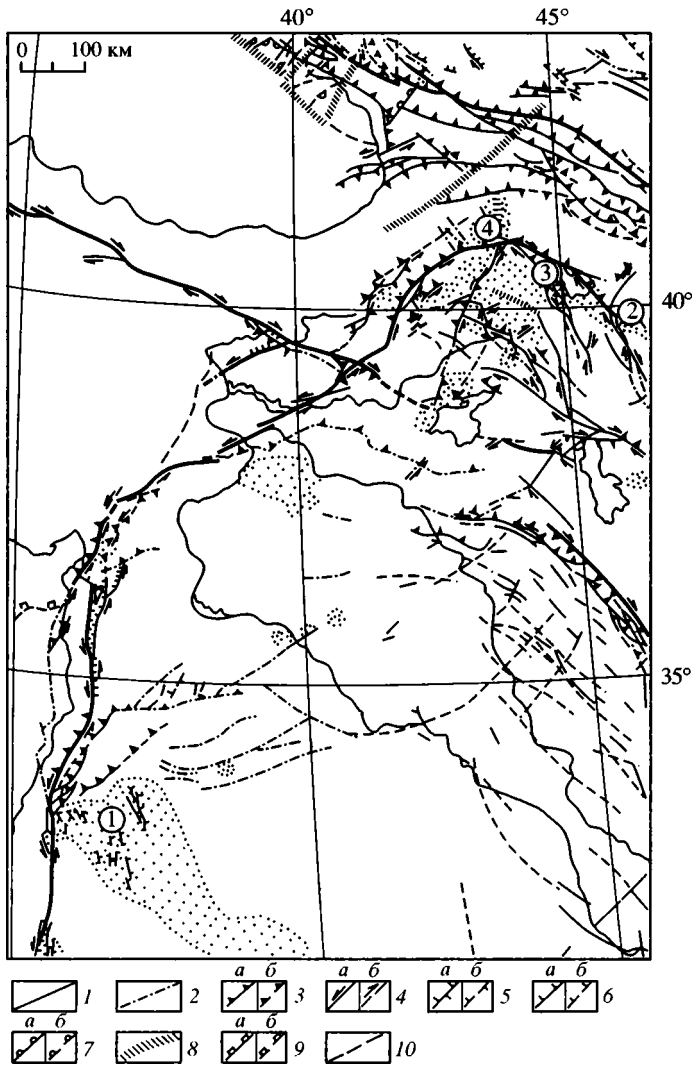


Рис. 85. Активные разломы и распространение позднеплейстоценовых и голоценовых вулканических пород (точки) в области Аравийско-Кавказской коллизии [Трифонов и др., 1997]

1 – разломы, активные в позднем плейстоцене и голоцене; 2 – разломы, активные в среднем плейстоцене (и, возможно, позднем плейстоцене и голоцене); 3–10 – морфокинематические типы разломов (а – достоверных, б – предполагаемых): 3 – надвиги и взбросы, 4 – сдвиги, 5 – раздвиги, 6 – сбросы, 7 – флексуры, 8 – глубинные разломы, выраженные на земной поверхности лишь косвенными признаками, 9 – продолжения на земную поверхность глубинных сейсмофокальных зон, 10 – неизвестные. Крупнейшие разломы выделены утолщенными линиями

Fig. 85. Active faults and Late Pleistocene–Holocene volcanic rocks (dots) in the Arabian-Caucasus collision region [Трифонов и др., 1997]

1 – faults active in Late Pleistocene and Holocene; 2 – faults active in Middle Pleistocene (and possibly in Late Pleistocene and Holocene); 3–10 – structural-kinematic types of faults (a – proved, b – supposed): 3 – thrusts and reverse faults, 4 – strike-slip faults, 5 – extension faults, 6 – normal faults, 7 – flexures, 8 – deep-seated faults, indirectly manifested in the land surface, 9 – seismic focal zones of subduction, 10 – unknown. Major faults are marked by thickened lines

Субмеридиональные вулканические цепи Джавахетского нагорья (4 на рис. 85) расположены севернее Северо-Армянской дуги активных разломов, и условия локального растяжения связаны здесь с раскалыванием и растеканием пород в стороны от максимально сжатой области перед фронтом дрейфующего к северу Малого Кавказа.

Ниже в хронологическом порядке рассмотрены три примера голоценовых вулканических извержений в Восточной Ойкумене. Каждый из них интересен с исторической точки зрения. Первый, возможно, проливает свет на проникновение в Закавказье древнейших индоевропейских племен. Второй пример заставляет по-новому взглянуть на легенду о гибели Содома и Гоморры. Третий пример – Великое Минойское извержение Феры, оставившее заметный след в истории крито-микенской цивилизации.

4.2. СЮНИКСКОЕ НАГОРЬЕ АРМЕНИИ

Сюникская ромбовидная структура, к которой приурочены голоценовые вулканы, является частью Ханарасарской зоны разломов Армении, характеризующейся преобладанием молодых правосдвиговых перемещений со средней скоростью 4–5 мм/год [Трифонов, Караханян, Кожурин, 1990; Trifonov, Karakhanian, Kozhurin, 1994] (рис. 86). Структура приурочена к высокогорному (около 3000 м над уровнем моря) Сюникскому вулканическому нагорью и из-за своей трудной доступности была долгое время плохо изучена. В.Г. Трифонов исследовал голоценовые вулканические образования региона (рис. 87) в 1967 г. совместно с К.А. Мкртчяном [Мкртчян и др., 1969; Трифонов, 1983]. А.С. Караханян сопоставил их с зоной Ханарасарского активного разлома [Караханян и др., 1989]. Более детальные работы были проведены в 1993–1994 гг. [Karakhanian et al., 1997; Караханян и др., 1999]. Они и послужили основой для настоящего описания.

4.2.1. Молодые геологические формации и их возраст; археологическое датирование

Субстратом, на котором разворачивались тектонические и вулканические события позднего плейстоцена и голоцена, послужили вулканические породы среднего эоцена, неогена, раннего и среднего плейстоцена. Средний эоцен – андезито-базальтовые порфириты. Неогеновые образования представлены риолито-дацитами. Они перекрыты местами потоками базальтов и андезито-базальтов позднего плиоцена, раннего и среднего плейстоцена. Типичны контакты прислонения. Поверхность лав сильно эродирована и нередко покрыта мощным почвенным слоем. Как правило, отдельные потоки не удаётся дифференцировать. Выделено несколько ранне-среднеплейстоценовых вулканов, образующих полуразрушенные шлаковые конуса. Крупнейший среди них – вулкан Каркар.

Позднеплейстоценовые базальтовые и андезито-базальтовые потоки отличаются от среднеплейстоценовых и более древних существенно лучшей сохранностью. Хотя поверхность потоков эродирована и нередко покрыта почвенным слоем, их удаётся дифференцировать на аэрофотоснимках и на местности. Хорошо сохранились и позднеплейстоценовые шлаковые конуса. На их поверхности видны полузаплывшие кратеры.

Особую формацию составляют морены позднеплейстоценового долинного оледенения. Отчётливо различаются цирки, в которых формировались и

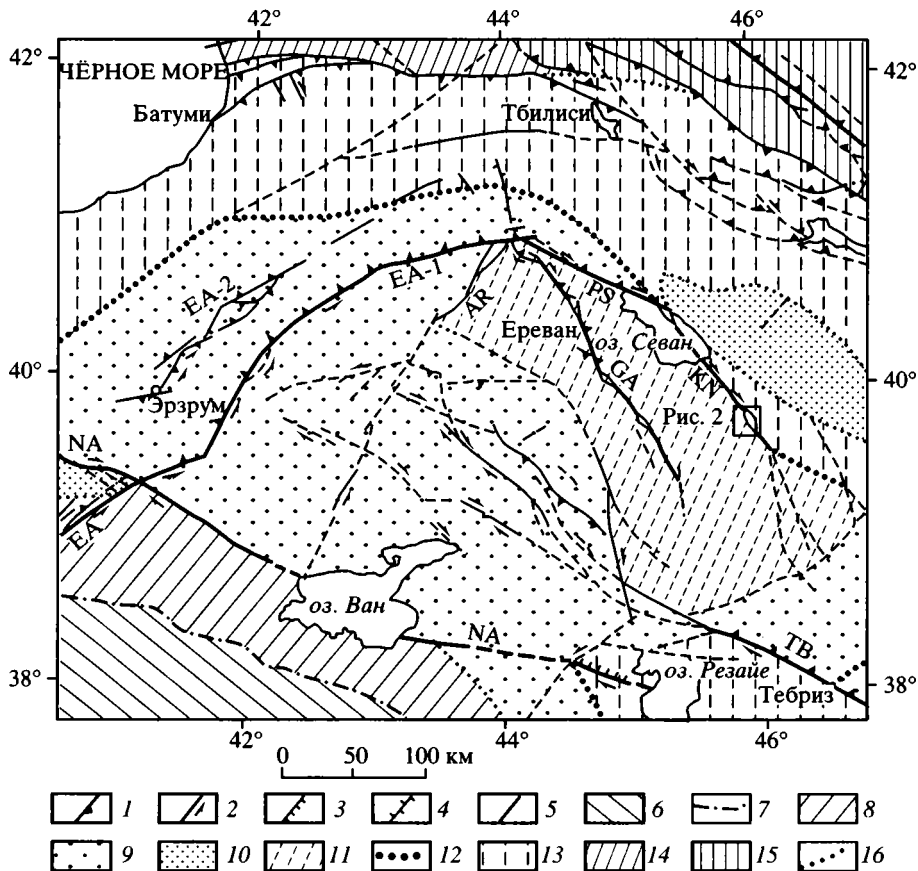
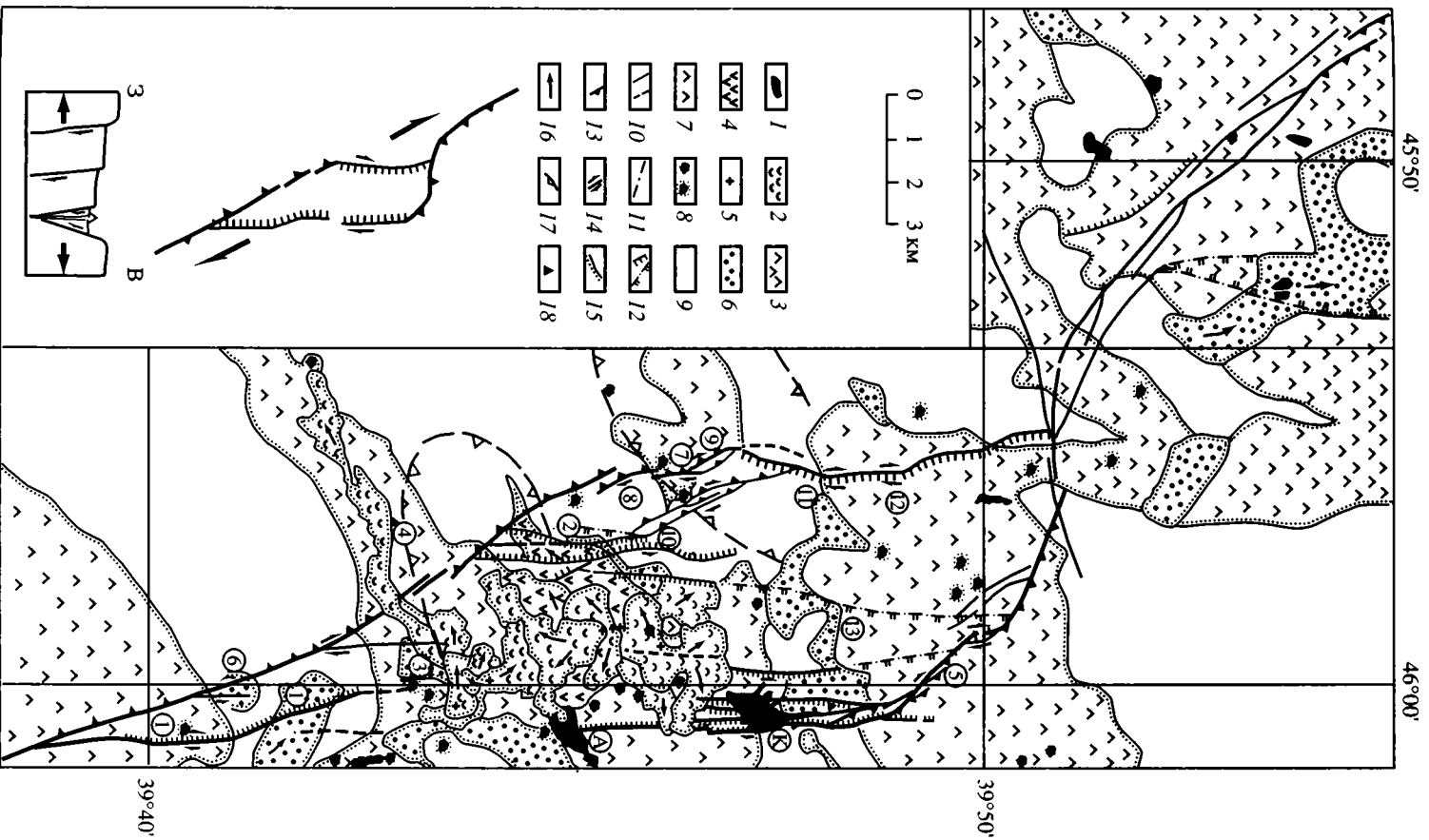


Рис. 86. Северо-Армянская дуга активных разломов с элементами тектонической зональности Малого Кавказа [Баженов, Буртман, 1990; Караханян и др., 1999]

1 – надвиг и взброс; 2 – сдвиг; 3 – сброс; 4 – разлом растяжения; 5 – разлом с неопределенным направлением смещений; 6 – складчатый пояс Загроса и Краевые складки юго-Восточной Турции; 7 – сutura нео-Тетиса; 8 – мегазона Тавра; 9 – офиолиты; 10 – офиолитовый аллохтон; 11 – срединный массив – отторженец южного края Тетиса; 12 – сutura мезо-Тетиса; 13 – Ирано-Понтийская мегазона; 14 – Риони-Ширванская мегазона; 15 – Кавказская флишевая мегазона; 16 – граница тектонических зон. Крупные разломы выделены утолщёнными линиями. AR – Ахурянский разлом, EA – Восточно-Анатолийская зона разломов, EA-1 – продолжение Восточно-Анатолийской зоны, восточная ветвь, EA-2 – продолжение Восточно-Анатолийской зоны, западная ветвь (Северо-Восточный Анатолийский разлом), GA – Гарнийский разлом, KN – Ханарассарский разлом, NA – Северо-Анатолийская зона разломов, PS – Памбак-Севанский разлом, TB – Тебризский разлом. Выделен участок, представленный на рис. 87

Fig. 86. North Armenian active fault arc with elements of Alpine tectonic zoning [Баженов, Буртман, 1990; Караханян и др., 1999].

1 – thrust or reverse fault; 2 – strike-slip fault; 3 – normal fault; 4 – extension fault; 5 – fault with unknown sense of motion; 6 – the Zagros folded belt and the Marginal Folds of south-eastern Turkey; 7 – the neo-Tethys suture; 8 – the Taurus megazone; 9 – ophiolites; 10 – ophiolitic melange; 11 – continental massive – fragment of the southern margin of the Tethys; 12 – the meso-Tethys suture; 13 – the Iran-Pontian megazone; 14 – the Rioni-Shervan megazone; 15 – the Caucasus fliish megazone; 16 – a boundary of tectonic zones. Major faults are marked by thickened lines. AR – Akhurian fault, EA – East Anatolian fault zone, EA-1 – continuation of the East Anatolian fault zone, eastern branch, EA-2 – continuation of the East Anatolian fault zone, western branch (North-East Anatolian fault zone), GA – Garni fault, KN – Khanarassar fault, NA – North Anatolian fault zone, PS – Pambak-Sevan fault, TB – North Tebriz fault. The contour of fig. 97 is shown



откуда двигались ледники, боковые и конечные морены. Они сложены местным вулканическим материалом. Размеры морен не превышают нескольких километров. Близкая степень сохранности позволяет считать все выделенные морены геологически đồngовозрастными. Часть их вложена в позднеплейстоценовые лавы или перекрывает их поверхность, что хорошо видно, например, на юге региона (1 на рис. 87). Нигде не наблюдалось залегания на моренах позднеплейстоценовых лав, хотя морены выполняют пониженные формы рельефа. Это послужило основанием для датирования морен концом позднего плейстоцена.

Вулканы и лавовые потоки голоцена хорошо видны на местности, космических изображениях (рис. 88) и аэрофотоснимках (рис. 89). По степени сохранности они разделяются на три генерации.

Андезито-базальты древнейшей I генерации обнажаются только в западной части голоценового лавового поля. Первичная поверхность лав, как правило, эродирована, хотя и не столь основательно, как позднеплейстоценовых. На значительном протяжении она перекрыта почвенным покровом небольшой мощности. На восточном берегу оз. Хайталич (2 на рис. 87) видно налегание андезито-базальтов I генерации на позднеплейстоценовую морену. Андезито-базальты II генерации голоцена слагают северную часть голоценового лавового поля. Поверхность лав эродирована и покрыта примитивным почвенным покровом лишь фрагментарно. Поверхность андезито-базальтов III генерации, слагающих центральную часть лавового поля, почти не эродирована. Лавы II и III генераций сохранили практически все черты первичного вулканического рельефа. Голоценовые вулканы невелики. Склоны некоторых из них помимо лав сложены тефрой.

Кроме лав и тефры, голоценовые образования представлены аллювием скудных и, как правило, сезонных водотоков и отложениями современных озёр, в значительной мере пересыхающих в летнее время. Озёрные отложения представляют собой слоистые суглинки и супеси, в большей или меньшей степени обогащённые обломками местного вулканического материала. Руслу современных водотоков обычно слабо (не более 1 м) врезаны в плоские днища долин. Голоценовые и позднеплейстоценовые лавовые потоки в значительной мере использовали крупнейшие существующие и сейчас долины, которые, таким обра-

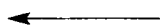


Рис. 87. Структурно-геологическая карта Сюникской структуры типа pull apart [Karakhanian et al., 1997]

1 – современное озеро; 2–4 – голоценовые лавы: 2 – III генерация, 3 – II генерация, 4 – I генерация; 5 – голоценовый лавовый вулкан; 6 – позднеплейстоценовая морена; 7 – лавы позднего и среднего плейстоцена; 8 – лавовые и тефровые вулканы позднего и конца среднего плейстоцена; 9 – неогеновые риациты; 10–14 – разломы: 10 – голоценовые, 11 – позднеплейстоценовые, 12 – сброс, 13 – взброс, 14 – сдвиг; 15 – граница стратиграфических подразделений или лавовых потоков внутри единого подразделения (точки поставлены на стороне более молодого подразделения); 16 – направление течения лавового потока или ледника; 17 – контур геотермальной аномалии; 18 – археологический объект. Крупные разломы выделены утолщенными линиями. А – оз. Агналич (Аллах-Ли), К – оз. Карагель. Цифры на карте объяснены в тексте

Fig. 87. Structural geological map of the Syunik pull-apart basin [Karakhanian et al., 1997]

1 – contemporary lake; 2–4 – Holocene lavas: 2 – III generation, 3 – II generation, 4 – I generation; 5 – Holocene lava volcano; 6 – Late Pleistocene moraine; 7 – Middle and Late Pleistocene lavas; 8 – Middle and Late Pleistocene lava and tephra volcanoes; 9 – Neogene rhyodacites; 10–14 – faults: 10 – Holocene, 11 – Late Pleistocene, 12 – normal, 13 – reverse, 14 – strike-slip; 15 – boundary of units or lava flows (dots mark the younger unit); 16 – direction of lava or glacier flows; 17 – contour of geothermal anomaly; 18 – archaeological subject. The main faults are marked by thickened lines. A – the Agnalich (Allah-Li) Lake, K – Karaghel Lake. Numerals on the map are explained in the text



Рис. 88. Космическое изображение молодых вулканических образований Сюникской структуры

Р – место, где небольшой среднеголоценовый лавовый поток перекрыл глыбу с петроглифом; Т – положение кургана, построенного из глыб крупнейшего среднеголоценового лавового потока

Fig. 88. Space imagery of young volcanic formations in the Syunik structure

P – site, where small Middle Holocene lava flow overlies a block with petroglyph; T – burial mound where boulders of the Middle Holocene (III generation) lava were used for mound building

зом, возникли не позднее позднего плейстоцена. Позднеплейстоценовый и голоценовый возраст имеют фрагментарно развитые речные и овражные террасы (не более двух). Соотношения смещений по разломам с этими элементами речных долин и разновозрастных лавовых потоков помогают датировать возраст подвижек.

Датирование голоценовых образований радиоуглеродным методом затруднено скудностью растительности как сейчас, так и в более ранние эпохи голоцена. Вместе с тем уникальную возможность датирования открывают многочисленные археологические объекты. Глыбы плейстоценовой лавы в пределах всего региона и особенно вокруг южной части голоценового лавового поля покрыты многочисленными петроглифами – наскальными рисунками, созданными каменными орудиями техникой точечного выдалбливания [Караханян,

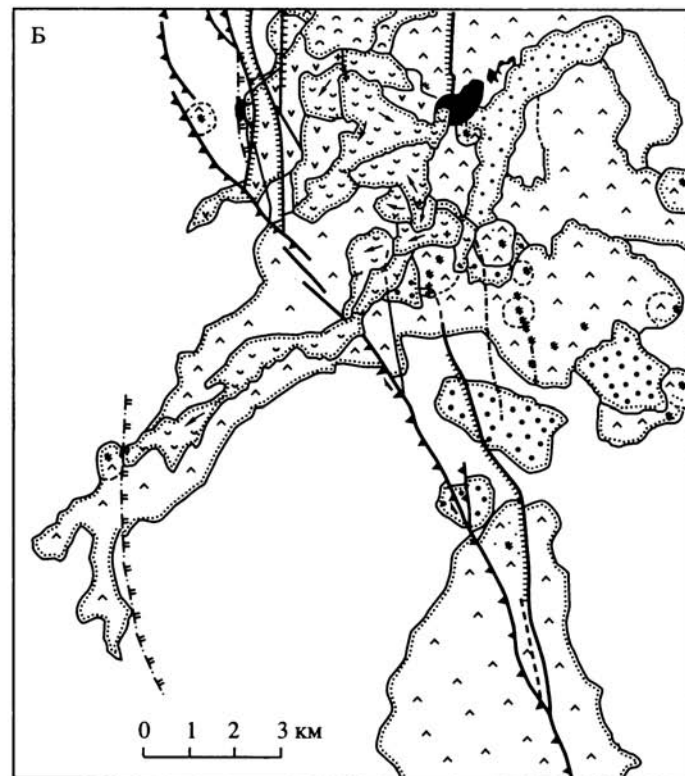
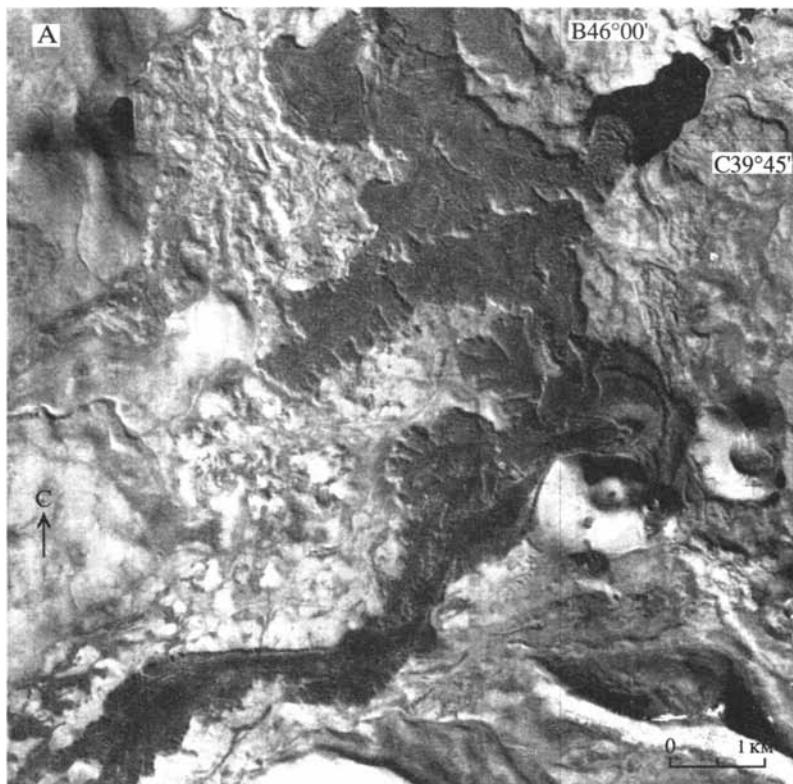


Рис. 89. Аэрофотоснимок южной части Сюникской структуры (А) и его геологическая интерпретация (Б) [Караханян и др., 1999]
Условные обозначения см. на рис. 87

Fig. 89. Aerial photo of the southern part of the Syunik structure and its geological interpretation [Караханян и др., 1999]
See fig. 87 for the legend

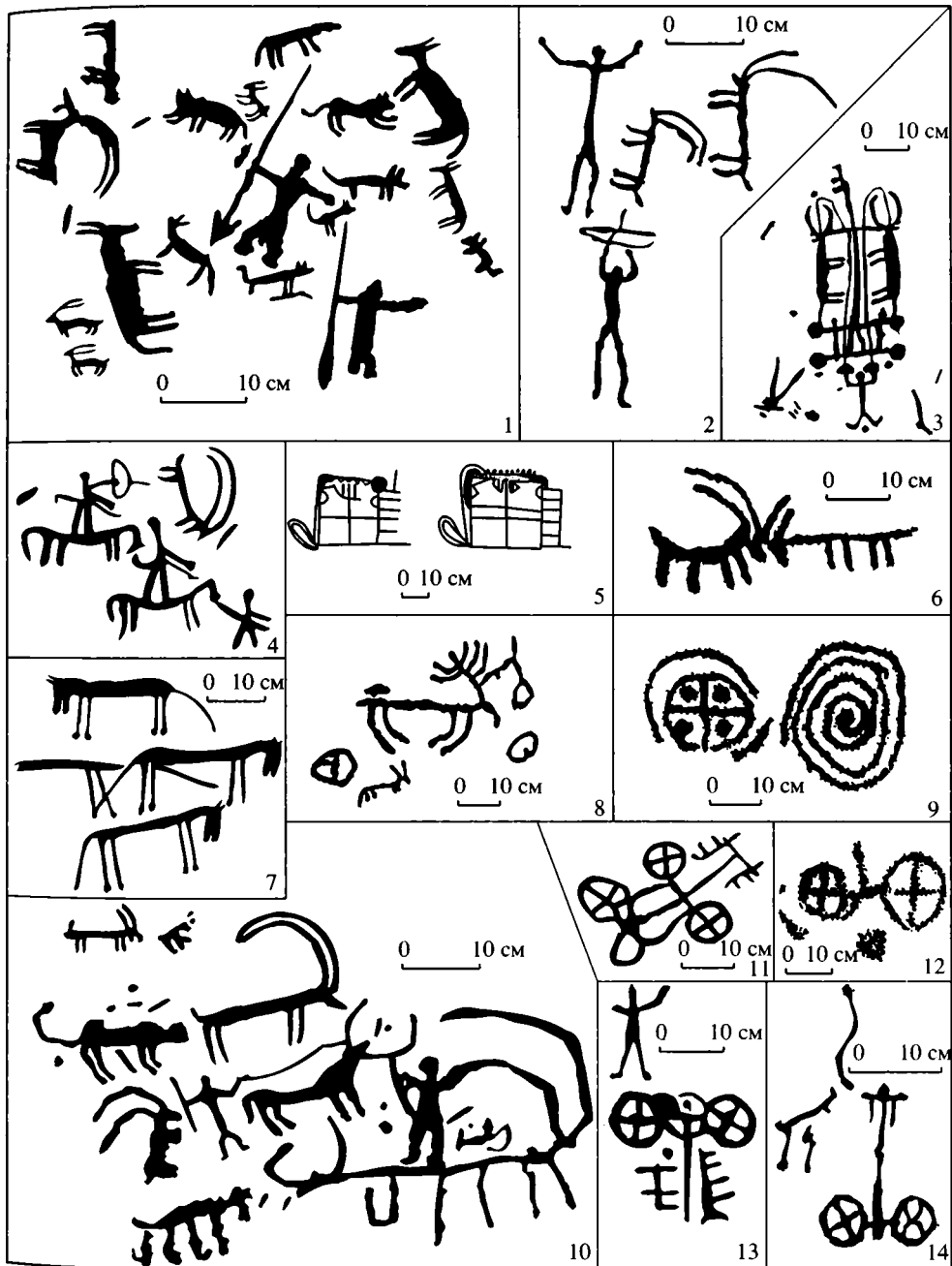


Рис. 90. Типы петроглифов района Сюникской структуры

Источники: 1-3, 7, 8, 10, 11, 13, 14 – [Караханян, Сафян, 1970], 4 – [Межлумян, 1992], 5, 6, 9 и 13 – [Караханян и др., 1999] по материалам: 5 – О.Г. Азизбекяна, 6, 9 и 13 – В.Г. Трифонова

Fig. 90. Types of petroglyphs of IV-III millenia BC in the Syunik structure region

Sources of information: 1-3, 7, 8, 10, 11, 13, 14 – [Караханян, Сафян, 1970], 4 – [Межлумян, 1992], 5, 6, 9, and 13 – [Караханян и др., 1999] by the data of: 5 – O.G. Azizbekian, 6, 9, and 13 – V.G. Trifonov



Рис. 91. Глыба плейстоценовой лавы с петроглифом, перекрытая голоценовым лавовым потоком III генерации (3 на рис. 87 и Р на рис. 88) [Караханян и др., 1999]

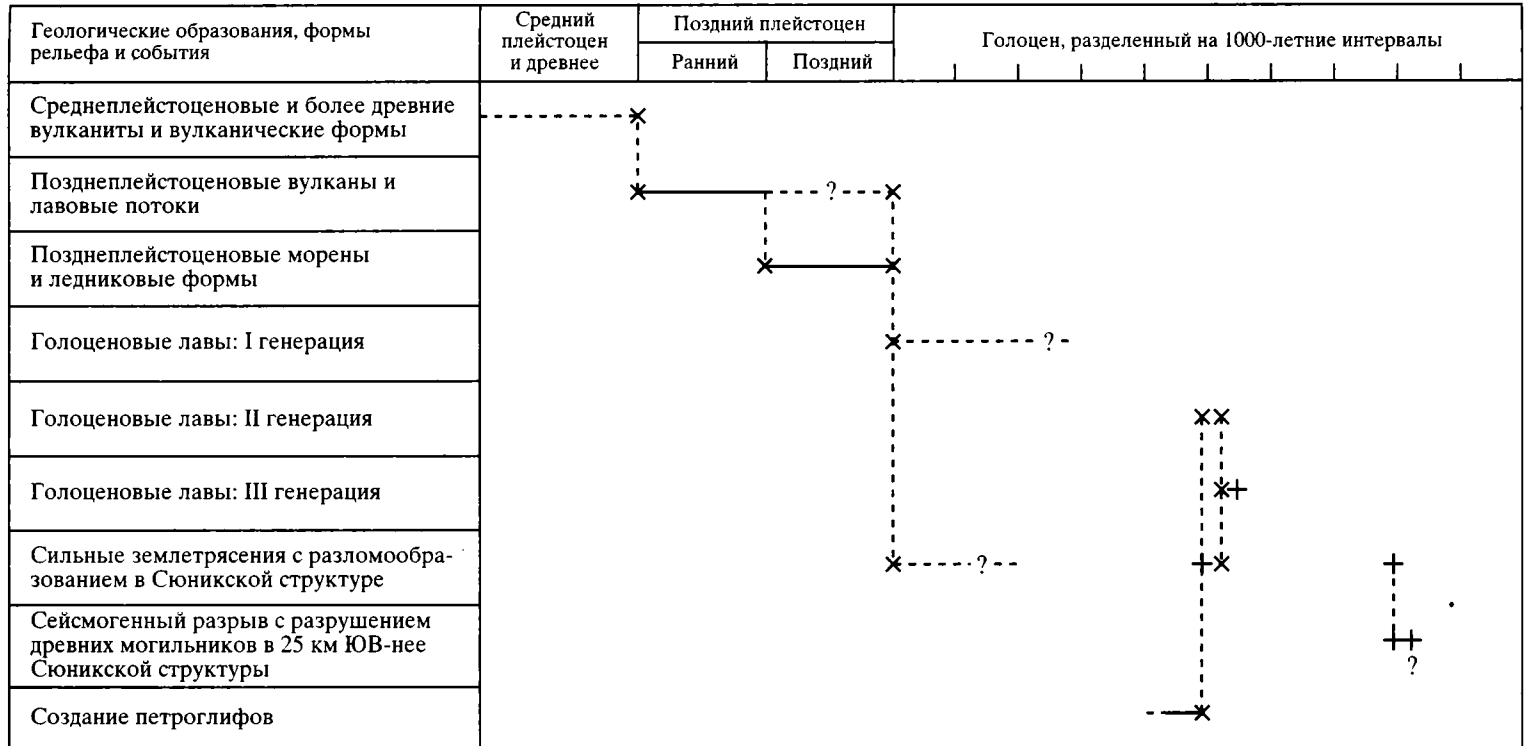
Fig. 91. Holocene lava of the III generation covering the Pleistocene lava block with petroglyph (3 in fig. 87 and P in fig. 88) [Караханян и др., 1999]

Сафян, 1970] (рис. 90). Петроглифы обнаружены на глыбах не только плейстоценовых лав, но и голоценовых лав I генерации, но отсутствуют на лавах II и III генераций голоцена [Мкртчян и др., 1969], кроме единственного изображения на древнейшем потоке юго-восточного края лавового поля. Картирование области наибольшего распространения петроглифов показывает, что лавы III генерации как бы «несогласно» перекрывают её. На южном краю голоценового лавового поля (3 на рис. 87; Р на рис. 88) удалось наблюдать непосредственное налегание лавы III генерации на глыбу с петроглифом (рис. 91). Таким образом, петроглифы моложе лав I генерации и древнее почти всех лав II и III генераций голоцена (более молодыми могут оказаться лишь рисунки, созданные позднейшими скотоводами, но они отличаются техникой изготовления).

Г.О. Караханян и П.Г. Сафян [1970] датировали петроглифы в пределах от VII до III и, возможно, II тысячелетий до н.э., но полагали, что большая их часть принадлежит IV–III тысячелетиям. Среди петроглифов выделяются сравнительно немногочисленные рисунки архаического облика, часто более крупные, чем позднейшие петроглифы и в некоторых случаях зарисованные ими. Эти ранние петроглифы были условно отнесены к неолиту.

Позднейшие петроглифы многочисленны и обнаруживают стилистическое единство, указывающее на их принадлежность единой культуре. Мы попытались уточнить их возраст, прибегнув к анализу содержания рисунков и некоторым историко-археологическим параллелям, позволившим предположительно отнести вторую генерацию петроглифов к энеолиту (см. разделы 6.1.1 и 6.1.4). Этому не противоречит тот факт, что северо-западнее рассматриваемого лавового поля А.С. Караханян обнаружил петроглифы второй генерации, изображающие извержение другого голоценового вулкана Ханарасарской зоны – Порак-

Таблица 4. Корреляция геологических образований, форм рельефа, геологических и исторических событий на Сюникском нагорье



Крест обозначает возраст объекта или события, датированный радиоуглеродным методом. Косой крест обозначает возраст объекта или события на основе стратиграфических соотношений: перекрытие, прислонение, нарушение разломов и т.п. Непрерывная горизонтальная линия отмечает доказанный возраст события (событий), а прерывистая горизонтальная линия – предполагаемый возраст. Вертикальные линии коррелируют события.

ского (см. раздел 6.3.2). Возраст сильного землетрясения, связанного с извержением и, вероятно, непосредственно предшествовавшего ему – не древнее 5400 ± 150 лет [4354–4043 гг. до н.э.] (ГИН-9910). Таким образом, вторая, энеолитическая, генерация петроглифов создавалась, скорее всего, в конце V – начале IV тысячелетий до н.э., что служит нижней границей возраста II и III генераций лав Сюника (табл. 4).

Верхний возрастной предел извержения голоценовых лав III генерации датируется обследованием древнего погребения, расположенного возле северного края юго-западного лавового потока III генерации (4 на рис. 87; Т на рис. 88), поскольку глыбы лавы этого потока использовались, чтобы оконтурить могильный круг и засыпать могилу сверху. Перед раскопками могила была 8–9 м в диаметре и 60 см высотой. После снятия верхних камней лавы, образовывавших слой в 30–40 см, под ним была вскрыта линза насыпного суглинка мощностью до 40 см. Она залегала на слое камней, смешанных с насыпным грунтом, мощностью до 30 см, перекрывавшим поверхность плейстоценового лавового потока. В линзе суглинка были найдены обломки многочисленных обсидиановых орудий достаточно архаичного неолитического облика и вместе с тем редкие обломки серой лепной керамики, кусочки костей и угля. Обломки лепной керамики были найдены и в верхнем слое камней.

Радиоуглеродный возраст суглинка, взятого из линзы на глубине 45–65 см от поверхности могильника, – 4720 ± 140 лет [3650–3350 гг. до н.э.] (ГИН-8197). Таким образом, голоценовые лавы II и III генераций извергались в первой половине IV тысячелетия до н.э. Поскольку лавы двух генерации несколько различаются степенью сохранности первичной поверхности, можно предположить, что III генерация немного моложе II генерации.

4.2.2. Тектоника Сюникской структуры

На описываемом участке Ханарасарский разлом испытывает с северо-запада на юго-восток характерные структурные изменения. Сначала его зона, севернее простиравшаяся в направлении СЗ–ЮВ, несколько отгибается к востоку, становясь почти широтной. Затем она резко отгибается к югу, разделяясь на несколько ветвей. На крайнем юге эти ветви сливаются в единый разлом юго-восточного простиранья, типичного для Ханарасарской зоны. Таким образом, рассматриваемый участок зоны представляет собой удлинённую с севера на юг ромбовидную структуру с двумя бортами северо-западного и двумя бортами меридионального простиранья. Внутренность ромба рассечена многочисленными более мелкими разрывами меридионального, реже северо-западного простиранья.

Разлом северо-восточного ограничения ромбовидной структуры на всём протяжении характеризуется (как и в более северо-западных сегментах Ханарасарской зоны) относительным подъёмом северо-восточного крыла. Амплитуда вертикального смещения достигает 5 м на поверхности среднеплейстоценовых лав и уменьшается к юго-востоку (на более молодых формах рельефах) до 2–3 м. Здесь, в 3 км юго-восточнее горы Ераблюр (5 на рис. 87), позднеплейстоценовые склоны долины смещены по разлому вправо на 60–70 м. Голоценовое русло смещено вправо на 5–6 м при его подъёме в северо-восточном крыле разлома на 0,3 м. Таким образом, соотношение вертикальной и сдвиговой компонент смещения близко к 1/20.

Разлом юго-западного ограничения ромбовидной структуры состоит из нескольких сегментов, расположенных эшелонированно друг относительно друга.

Все они характеризуются относительным поднятием юго-западных крыльев. В 1 км северо-западнее горы Навассард (6 на рис. 87) амплитуда поднятия достигает 3,5 м. Там же нечётко обособленное днище наибольшей долины смещено по разлому вправо на 20–30 м.

Разлом несёт следы недавних, вероятно сейсмогенных обновлений. Подвижки по разлому вызвали подпруживание упомянутой смещённой долины. В возникшей котловине отложилось более 2 м тонкого обломочного материала. О его мощности гипотетически можно судить по тому, что высота разломного уступа земной поверхности на участке, ограничивающем котловину, составляет 1 м, а рядом, где в обоих крыльях залегают скальные породы, достигает 3,5 м. В шурфе, вскрывшем 1 м разреза котловины, под современным почвенным слоем (15 см) залегает 10-сантиметровый слой суглинка, обогащённого органикой и, вероятно, отвечающего последнему сейсмогенному импульсу углубления. Радиоуглеродный возраст суглинка 2020 ± 160 лет [210 г. до н.э. – 135 г. н.э.] (ГИН-8193). Под ним находится слой (30 см) бурого суглинка с редкими камнями и единичными находками обломков обсидиановых орудий. Ниже залегает слой пластичной глины видимой мощностью 45 см, отвечающей, по нашему мнению, одному или двум предыдущим импульсам сейсмогенного углубления котловины. Образец из нижних 10 см слоя глины дал радиоуглеродный возраст 5000 ± 160 лет [3960–3650 г. до н.э.] (ГИН-8194).

Все предполагаемые сейсмические события имели место после создания петроглифов. На это указывает тот факт, что петроглифы присутствуют на глыбах каменной осыпи, смещаемой разломом, но отсутствуют на соседней молодой осыпи, упирающейся нижним краем в уже сформированный разломный уступ. За последние 5,5 тысячелетий произошло углубление котловины на 1–2 м, что даёт среднюю скорость её погружения, измеряемую долями миллиметра в год. При указанном выше соотношении вертикальной и горизонтальной составляющих перемещения средняя скорость сдвига могла достигать первых миллиметров в год.

Северо-западнее тот же сегмент разлома смещает на 180–200 м днище долины, ограниченной с севера позднеплейстоценовым лавовым потоком и заполненной выше по течению мореной конца позднего плейстоцена. Можно полагать по этим соотношениям, что указанное смещение произошло за вторую половину позднего плейстоцена и голоцен, т.е. в течение последних нескольких десятков тысяч лет. Если так, то средняя скорость сдвига составляет, как и на более южном отрезке того же сегмента, несколько миллиметров в год, что соизмеримо со скоростью сдвига в северной части Ханарасарской зоны. Далее к северо-западу разлом пересекает лавовый поток III генерации голоцена. На поверхности потока разлом не виден (не возобновлялся после извержения), но долина, по которой позднее двигалась лава, смещена вправо на 100–200 м.

Ещё северо-западнее описанный сегмент кулисно подставляется другими сегментами, сохраняющими те же черты строения. Величина уступа земной поверхности достигает 2,5–3 м. По поведению линий разломов в рельефе можно предполагать наклон сместителей на юго-запад под углом около 50° . Вдоль одного из сегментов (7 на рис. 87) измерено правое смещение русла пересекаемого сухого ручья на 3 м при подъёме западного крыла на 0,8 м. По другому сегменту (8 на рис. 87) стенка загона для скота, сооружённого в XVII–XVIII вв., искривлена вправо на 30 см. Это даёт за 300 лет скорость движения около 1 мм/год. Поскольку за указанный срок на рассматриваемой территории не отмечено ни одного сильного землетрясения, приведенную величину можно считать скоростью крипа и подвижек при слабых землетрясениях. Она существен-



Рис. 92. Глыба с петроглифом возле разломного уступа, перевернутая и покрытая другими глыбами при сильном землетрясении (9 на рис. 87) [Караханян и др., 1999]

Fig. 92. Block with petroglyph turned over and covered by other blocks near the fault scarp during the strong earthquake (9 in fig. 87) [Караханян и др., 1999]

но меньше суммарной средней скорости движений, включающей в себя и эффекты сильных землетрясений.

В северо-западной части описываемого ограничения ромбовидной структуры (9 на рис. 87) разлом выражен двумя параллельными голоценовыми уступами на 3 и 4 м. Верхний уступ (на 4 м) отличается большей свежестью и крутизной. На его верхнем крыле наблюдаются трещины отседания, сходные с трещинами, возникшими в поднятом крыле главного сейсмогенного надвига-взброса Спитакского землетрясения 1988 г. в Северной Армении [Трифонов, Караханян, Кожурин, 1990]. Очевидно, и в рассматриваемом случае образование подобных трещин обусловлено взбросовым характером подвижки.

Вместе с тем к юго-востоку уступ переходит в ряд коротких, до 30 м, эшелонированно расположенных рвов растяжения, простирающихся в направлении $40\text{--}50^\circ$ СВ и соединяющихся изометрическими валами. Они простираются в направлении $300\text{--}310^\circ$ СЗ. Сочетания таких рвов и валов свидетельствует о сейсмогенной подвижке с правосдвиговой составляющей. Среди каменных глыб склона, изменивших первичное положение в связи с образованием уступа, обнаружена глыба с опрокинутым петроглифом, заваленная другими глыбами (рис. 92). Очевидно, петроглиф был создан до сейсмогенной подвижки.

В восточном крыле разлома на расстоянии 0,3–1,5 км от него протягиваются четыре небольших разлома того же направления, на юге и севере сливающиеся с основным разломом. Эти осложняющие нарушения, подобно основному, характеризуются поднятием западных крыльев. Разломные уступы подпруживают русла пересекаемых ими ручьёв. На водоразделах между ручьями, т.е. на относительно древней по возрасту поверхности (не моложе позднего плейстоцена), высота уступов составляет 0,5–2 м при правом сдвиге гребня водораздела по

каждому из разломов на десятки метров. Более восточные разломы отличаются большими величинами сдвиговых смещений, чем западные. К востоку от восточного из этих нарушений отмечен разрыв (10 на рис. 87) с поднятым восточным крылом. Высота разломного уступа 1 м. Структурные признаки и нечётное смещение слабо врезанного сухого ручья позволяют предполагать присутствие правосдвиговой компоненты. На юге разломный уступ продолжается на поверхности голоценовых лав I генерации.

Разломы юго-западного и северо-восточного ограничений ромбовидной структуры, изгибаясь, переходят соответственно в её западное и восточное ограничения. Западное ограничение представляет собой сбросовый уступ с опущенным восточным крылом. Иначе говоря, по сравнению с юго-западным ограничением изменяется наклон разлома, но не направление вертикального смещения. Высота уступа на поверхности допозднеплейстоценовых пород достигает 5 м. На поверхности позднеплейстоценовых лав она немного меньше. Вместе с тем южный край позднеплейстоценового лавового потока в 6 км севернее горы Каркар (11 на рис. 87) смещён по разлому вправо на 56 м. Севернее, в 2,5 км к юго-западу от горы Ераблюр (12 на рис. 87), рассечённый разломом конус средне-позднеплейстоценового вулкана наряду с поднятием западного крыла на несколько метров оказывается смещённым вправо на несколько десятков метров.

Восточное ограничение ромбовидной структуры также представляет собой сбросовый уступ, точнее, эшелонированный ряд сближенных уступов. Опущено западное крыло. Высота уступа на поверхности неогеновых пород достигает 10–12 м. Южнее, на поверхности позднеплейстоценовых лав, она уменьшается до 3 м.

В 3–3,5 км западнее восточного пограничного разлома прослеживается протяжённый разломный уступ с опущенным восточным крылом. В северной части он имеет высоту до 10 м и не несёт следов голоценового обновления. Разлом смещает поверхность позднеплейстоценовых лав и южнее служит западной границей распространения голоценового лавового потока II генерации. Далее к югу разлом, по-видимому, испытал позднейшее обновление, поскольку следится (в виде малоамплитудного уступа) и на поверхности голоценовых лав I генерации.

Пространство между этим разломом и восточным ограничением ромбовидной структуры в поперечном сечении представляет собой грабен шириной до 3,5 км. К нему приурочены все центры голоценового лавового вулканизма и основной объём извергнутого ими вулканического материала. Севернее области распространения голоценовых лав грабен представляет собой выраженное в рельефе понижение, в наиболее опущенной восточной части которого находится оз. Карагель, возникшее из-за подпруживания речной долины сбросом восточного ограничения грабена.

Дно грабена на расстоянии до 1,5 км от его восточного сбросового ограничения нарушено несколькими сбросовыми уступами с опущенными восточными крыльями. Некоторые из них представляют собой ряды эшелонированно расположенных нарушений. Величина уступов – 1–6 м. Для их опущенных крыльев, как и для южной части восточного сбросового ограничения грабена, характерны узкие рвы глубиной до 1 м и шириной до 15 м, непосредственно примыкающие к сбросам. Часть сбросов продолжается на юг в поле лав II генерации голоцена. Высота уступов здесь меньше, чем на севере. На поверхности лав III генерации разрывных смещений не обнаружено.

Долина, подпруживание которой привело к образованию оз. Карагель, ограничена с юга позднеплейстоценовым лавовым потоком, т.е. образовалась в

современном виде после его излияния. Долина испытала суммарное правостороннее смещение на 200–300 м по разлому восточного ограничения грабена и расположенным западнее разломам с опущенными восточными крыльями. Если сдвиг произошёл за конец позднего плейстоцена и голоцен, его средняя скорость достигала нескольких миллиметров в год.

Сбросовое ограничение восточного края ромбовидной структуры фиксируется и южнее голоценового лавового поля. На восточном склоне горы Навассард (14 на рис. 87) высота сбросового уступа возрастает с севера на юг от 1–1,5 м до 3 м. Опущено западное крыло. Южнее разлом смещает вправо на 5–7 м днище долины сухого ручья. Непосредственно в зоне разлома на каменных глыбах обнаружены петроглифы, не испытывавшие смещений. По-видимому, последние подвижки по разлому имели место до создания петроглифов, т.е. раньше, чем вдоль юго-западного ограничения ромбовидной структуры.

На крайнем юге юго-западное и восточное ограничения ромба сливаются в единый разлом. Между ними выделены два небольших нарушения, отходящих на север от разлома юго-западного края ромбовидной структуры. Один из них ответвляется в 1 км западнее горы Навассард (6 на рис. 87) и прослеживается на 1,5 км. Западное крыло поднято на величину до 2,5 м и сдвинуто вправо до 11 м. Второй разлом ответвляется в 3 км севернее и прослежен на 2,8 км. По нему русло сухого ручья смещено вправо на 3 м. Хорошая геоморфологическая сохранность свидетельствует об относительной молодости обоих нарушений. Второй разлом нарушает даже поверхность голоценовых лав III генерации.

4.2.3. Соотношения активных разломов и вулканизма

Северо-восточное ограничение Сюникской ромбовидной структуры является непосредственным продолжением сегмента Ханарасарского разлома, протягивающегося сюда с северо-запада, и характеризуется теми же морфологическими и кинематическими параметрами. Отгибаясь к югу, т.е. переходя в разлом восточного ограничения ромбовидной структуры, он сохраняет то же направление относительного вертикального смещения, но изменяет наклон: из взброса становится сбросом. При этом скорость сдвига, в северной части восточного ограничения ромба близкая к скорости сдвига на северо-восточном ограничении, в южном направлении убывает в несколько раз, но по-прежнему преобладает над скоростью вертикальной компоненты движений.

Разлом юго-западного ограничения ромбовидной структуры характеризуется теми же морфологическими и кинематическими параметрами, что и в других частях Ханарасарской зоны, с той лишь разницей, что здесь взброшено юго-западное крыло разлома. Переходя на западный борт ромба, он из взброса становится сбросом, сохраняя относительное поднятие западного крыла. При этом скорость сдвига уменьшается, но по-прежнему многократно преобладает над скоростью вертикального смещения. Сбросами и сбросо-сдвигами являются и разломы внутри ромба, параллельные его западному и восточному ограничениям.

Таким образом, Сюникская ромбовидная структура является впадиной растяжения типа pull apart, возникшей на участке кулисного подставления двух сдвиговых сегментов Ханарасарского разлома (см. врезку на рис. 87). Обязанное растяжению проседание ромбовидной структуры происходит на фоне сдвиговых перемещений, преобладающих над вертикальными не только на продолжениях этих сегментов, но и на западном и восточном ограничениях ромба.

При этом скорость сдвига, убывающая с севера на юг вдоль восточного ограничения ромба, как бы передаётся западному ограничению, где она возрастает в том же направлении. В сумме скорость сдвига по обоим бортам остаётся равной скорости сдвига в других сегментах Ханарсарской зоны.

Центры андезито-базальтовых лавовых излияний голоценового и в значительной мере позднплейстоценового возраста располагаются внутри и по краям ромбовидной структуры. Возможно, в позднем плейстоцене она была крупнее, чем в голоцене, на что указывают позднплейстоценовые разломные уступы западнее (и восточнее ?) современного ромба. Центры голоценовых извержений, идентифицируемые особенно четко, образуют меридиональные цепи, тяготеющие к восточной части ромбовидной структуры. Они находятся либо непосредственно на продолжении сбросов и сбросо-сдвигов восточного края и внутренней части ромба, либо кулисно их подставляют. Иначе говоря, вулканы представляют собой своеобразное выражение структур растяжения ромба. Вместе с тем извержения могли быть источником дополнительного проседания ромбовидной структуры.

Особое положение занимают правые сбросо-сдвиги меридионального и взбросо-сдвиги северо-западного простираения западной части ромба. Они образуют ромбовидную структуру меньшего размера, где сдвиговые перемещения происходили в условиях относительного сжатия. Позднчетвертичные вулканы там отсутствуют.

Таким образом, позднчетвертичные вулканы региона непосредственно связаны с разломами растяжения в пределах впадины типа pull apart, т.е. подчинены этому осложнению Ханарсарской сдвиговой зоны. В 1984–1986 гг. Г.П. Григорян и его коллеги из Геологической службы Армении выполнили сейсмопрофилирование региона методом преломлённых волн. Исследования выявили две небольшие области аномального погасания волн на глубинах 1,5–2 км (см. рис. 87). Одна область расположена под полем голоценовых лав. Вторая находится чуть северо-западнее вблизи термального источника Ермахпюр (Готуристичь). Скважина, пробуренная рядом с источником, дала температуру 100° на глубине 1 км. Можно полагать, что аномальные области, охватывающие территорию 8 × 14 км, отражают расположенный на глубине очаг разогретых и, возможно, частично расплавленных пород. Ханарсарский разлом и восточное ограничение ромба оггибают очаг, тогда как западный край очага, возможно, совпадал с позднплейстоценовой границей структуры.

Предлагаемая модель соотношений описанных тектонических и вулканических событий исходит из факта существования упомянутого глубинного термального источника, предположительно отождествляемого с промежуточным магматическим очагом, и основана на следующих данных.

По разломам региона зафиксированы голоценовые сейсмогенные подвижки. Наиболее ярко они проявлены у разломов юго-западного края ромба. Один из признаков сейсмогенности подвижек – возможность обособить в разломных уступах перегибы между участками разной крутизны, свидетельствующие об импульсных смещениях, разделенных эпохами эрозии уступов [Wallace, 1977]. Другой признак – сохранившееся местами ступенчатое чередование рвов растяжения и валов сжатия, типичное для сейсмогенных сдвигов. Подпруживание долин на участках пересечения с разломами также свидетельствует скорее об импульсовых, чем о медленных движениях. Наконец, скорость крипа, определённая по одному из разломов юго-западного края ромба, оказалась существенно меньше суммарной средней скорости движе-

ний, что заставляет предполагать значительный вклад сильной сейсмичности в суммарное смещение. Одно или два сильных землетрясения произошли в середине голоцена после создания петроглифов – примерно тогда же, когда имело место излияние лав II и III генераций.

Модель развития событий сводится к следующему. Сильный сейсмический импульс нарушал связность пород в зонах уже существовавших разломов и создавал новые разломы. Омоложенные и новообразованные разломы достигали глубинного термально-магматического очага и служили каналами извержений до тех пор, пока вскрытая часть очага не исчерпывала свои ресурсы. Затем наступала эпоха покоя, прерывавшаяся новым сильным сейсмическим импульсом и следовавшими за ним извержениями. В середине голоцена имели место два таких импульса. Извержение раннеголоценовых лав могло быть связано с ещё одним сильным землетрясением.

Недостаточная точность датировок не позволяет доказать, что землетрясения предшествовали импульсам извержений. Косвенным указанием на это может служить тот факт, что среднеголоценовые сейсмогенные подвижки, зафиксированные на юго-востоке структуры (6 на рис. 87) не нарушают поверхность лавового потока III генерации, т.е. произошли до его излияния. Подобная последовательность событий установлена на Фере (Санторине), где сильнейшее землетрясение предшествовало Великому минойскому извержению середины II тысячелетия до н.э. (см. раздел 4.4) и привело к эвакуации жителей Акротири, избежавших благодаря этому гибели [Thera..., 1990], а также в Помпеях, где землетрясение 62 г. интенсивностью X баллов [Catalogue..., 1994], вероятно, было предвестником извержения Везувия 79 г., уничтожившего город.

Последний сейсмический импульс, выявленный на юго-востоке Сюникской структуры, имел место 2200–1900 лет назад. Возникший сейсмогенный разрыв нарушил поверхность южного голоценового потока III генерации. Но землетрясение не сопровождалось извержениями, возможно, потому, что его эпицентральная область располагалась южнее термально-магматического очага. Следы сейсмогенного разрушения обнаружены в древних погребальных камерах Зорац-Карера, расположенного в 25 км юго-восточнее (см. раздел 6.1.2). Могилы, возникшие там, по-видимому, после этого события, дали радиоуглеродный возраст 1990 ± 110 лет [120 г. до н.э. – 127 г. н.э.] (ГИН-8196) и 1600 ± 150 лет [325–610 гг.] (ГИН-8198). Сейчас рассматриваемая часть Ханарасарской зоны находится в состоянии устойчивого сейсмического затишья.

Представляя собой яркий пример тектонической предопределённости положения вулканов и весьма вероятной активизации вулканического очага сильными землетрясениями, Сюникская структура pull-apart интересна и как то место, где создание петроглифов энеолита можно рассматривать как древнейшее свидетельство появления индоевропейцев-скотоводов в Армении и, возможно, во всем Закавказье (см. раздел 6.1.4).

4.3. ЮГО-ЗАПАДНАЯ СИРИЯ

Голоценовые вулканические образования района Друзского массива в Юго-Западной Сирии привлекли наше внимание в связи с библейской легендой о гибели Содомы и Гоморры: Господь за грехи полностью уничтожил эти города и их окрестности.

4.3.1. Неопределённость местонахождения Содом и Гоморры

Сообщения о местоположении городов достаточно противоречивы. «И было во дни Амрафела, царя Сеннаарского, Ариоха, царя Елласарского, Кедорлаомера, царя Еламского, и Федала, царя Гоимского. Пошли они войною против Беры, царя Содомского, против Бирши, царя Гоморрского, Шинава, царя Адмы, Шеमेвера, царя Севоимского, и против царя Белы, которая есть Сигор. Все они соединились в долине Сиддим, где ныне море Солёное» [Быт. 14: 1–3]. «И вышли царь Содомский, царь Гоморрский, царь Адмы, царь Севоимский и царь Белы, которая есть Сигор; и вступили в сражение с ними в долине Сиддим» [Быт. 14: 8]. Они потерпели поражение. «Победители взяли всё имущество Содом и Гоморры, и весь запас их, и уши» [Быт. 14: 11]. Поскольку они взяли в плен Лота, его дядя Авраам «преследовал неприятеля до Дана (городок у южных подножий Гермона); ...напал на них ночью, ...и преследовал их до Ховы, что по левую сторону Дамаска» [Быт. 14: 14–15].

Несомненно, что завоеватели, которым отомстил Авраам, пришли с севера, с территории современной Западной Сирии и Ливана, и возвращались туда же. Солёным морем называли тогда Мёртвое море. Если оно в результате сейсмоструктурных подвижек покрыло долину Сиддим, эта долина могла находиться лишь в нынешней мелководной южной части озера, поскольку глубокая северная часть в конце плейстоцена и голоцене неизменно покрывалась водой. Содом, Гоморра и союзные им города, как следует из приведённого текста, могли находиться в долине Сиддим или рядом, т.е. в районе южной оконечности Мёртвого моря. Это вроде бы подтверждается обнаружением развалин средневекового города Сигор на юго-восточном краю озера. К тому же, к западу от южной оконечности озера находятся причудливо эродированные соляные образования, которые вполне могли отразиться в эпизоде о превращении жены Лота в соляной столб.

При всей убедительности такой интерпретации оказалось, что на месте средневекового Сигора не было поселения ханаанского времени, о котором выше шла речь. Как и в случае с каналом Юсуфа (Иосифа) в Фаюме, его название могло быть исламским откликом на ветхозаветную легенду. В другом эпизоде Библии сообщается, что при разделе с Авраамом «Лот возвел очи свои, и увидел всю окрестность Иорданскую, что она, прежде нежели истребил Господь Содом и Гоморру, вся до Сигора орошалась водою, как сад Господень, как земля Египетская» [Быт. 13: 10]. Чтобы увидеть последствия гибели Содом и Гоморры, «Авраам... пошел на место, где стоял пред лицом Господа» [Быт. 19: 27], а это, судя по предшествующему описанию, было возле Сихема. Его развалины были идентифицированы Э. Селлином в Самарии на западном берегу р. Иордан около подножий горы Гаризим [Келлер, 1998]. Приведённые цитаты заставляют помещать Содом и Гоморру в долину Иордана между Мёртвым морем и Галилейским (Генисаретским, или Тивериадским) озером.

Однако оба указанных места, куда можно было бы поместить Содом и Гоморру, оказываются сомнительными при анализе тех частей библейского текста, где сообщается, как они погибли. «И пролил Господь на Содом и Гоморру дождем серу и огонь от Господа с неба, и ниспроверг города сии, и всю окрестность сию, и всех жителей городов сих, и произрастания земли» [Быт. 19: 24–25]. Поднявшись поутру на гору, Авраам «посмотрел к Содому и Гоморре, и на все пространство окрестности, и увидел: вот дым поднимается с земли, как дым из печи» [Быт. 19: 28]. В то же время Сигор, куда ушёл из Содом Лот, остался невредимым.

Большинство исследователей Библии, начиная с Р. Гука (XVII в.), видели в описании гибели Содома и Гоморры отголосок природной катастрофы. Вполне можно допустить, что район Мёртвого моря или долина Иордана подверглись катастрофическому землетрясению, с которым могло быть связано и опускание южного побережья озера. Сильнейшие исторические землетрясения известны в регионе начиная с 760 г. до н.э. (см. раздел 3.1), а проявления палеосейсмичности указывают и на более ранние подобные события. Сильное землетрясение может дать в качестве побочного эффекта выделение газа с серным запахом и даже его воспламенение с дымом. Оно разрушает постройки и тем губит жителей, но, деформируя земную поверхность, не может уничтожить «всю окрестность... и произрастания земли». Нет оснований предполагать в указанных районах и возникновение крупного сейсмогенного оползня или селя, тем более, что библейский текст никак им не соответствует.

К тому же древние, как показывают тексты Библии, Корана и других источников, уверенно отличали землетрясение от других стихийных бедствий, достаточно точно описывая его проявления. Станным при сильном землетрясении и той глубине его очага, которая типична для этой части Левантской зоны разломов, представляется и тот факт, что Содом и Гоморра погибли полностью, а соседний Сигор, расположенный лишь в нескольких часах пешего хода, не пострадал. Очевидно, в этом случае речь идёт о другом явлении.

Лишь вулканическое извержение содержит все атрибуты обсуждаемого события: огонь, серный запах, дым от горячей лавы, тефры или пепла, которые, покрывая поверхность, действительно уничтожают всё на ней. С извержением лав и вулканических газов согласуется и совет ангелов, посланных, согласно библейскому тексту, чтобы загодя вывести Лота и его семью из обреченного Содома: «Спасайся на горе, чтобы тебе не погибнуть» [Быт. 19:17]. Однако на всём пространстве долины Иордана, Мёртвого моря, Израиля и соседних частей Иордании при наличии четвертичных вулканических образований отсутствуют следы голоценового вулканизма. Они есть лишь в Юго-Западной Сирии и прилегающей части Иордании.

4.3.2. Голоценовый вулканизм Юго-Западной Сирии

К югу и юго-востоку от г. Дамаска широкой полосой протягиваются на 450 км поля позднемиоцен-четвертичных базальтовых лав и шлаков [Geological map..., 1964; Поникаров и др., 1968] (рис. 93). На севере вулканической области поверхность лавового плато поднимается и образует вытянутый в меридиональном направлении Друзский массив, где вершины потухших вулканов достигают 1800 м. По данным сирийских геологов и геофизиков здесь мощность базальтового покрова особенно велика – до 1300 м.

Плато сформировалось в результате ареального вулканизма. Отдельные центры извержений группируются в цепочки северо-западного простирания. Они маркируют зоны растяжения, оперяющие Левантский активный левый сдвиг (см. раздел 2.3). Лучше всего сохранились вулканические цепи средне- и позднечетвертичного возраста. В них между отдельными вулканическими постройками трещины нередко выражены уступами или бороздами на поверхности лав. Отдельные трещины невелики, но, продолжая или кулисно подставляя одна другую, они группируются в протяжённые зоны шириной до 15 км. Одна из таких зон пересекает центральную часть Друзского массива, а другая – его восточный склон.

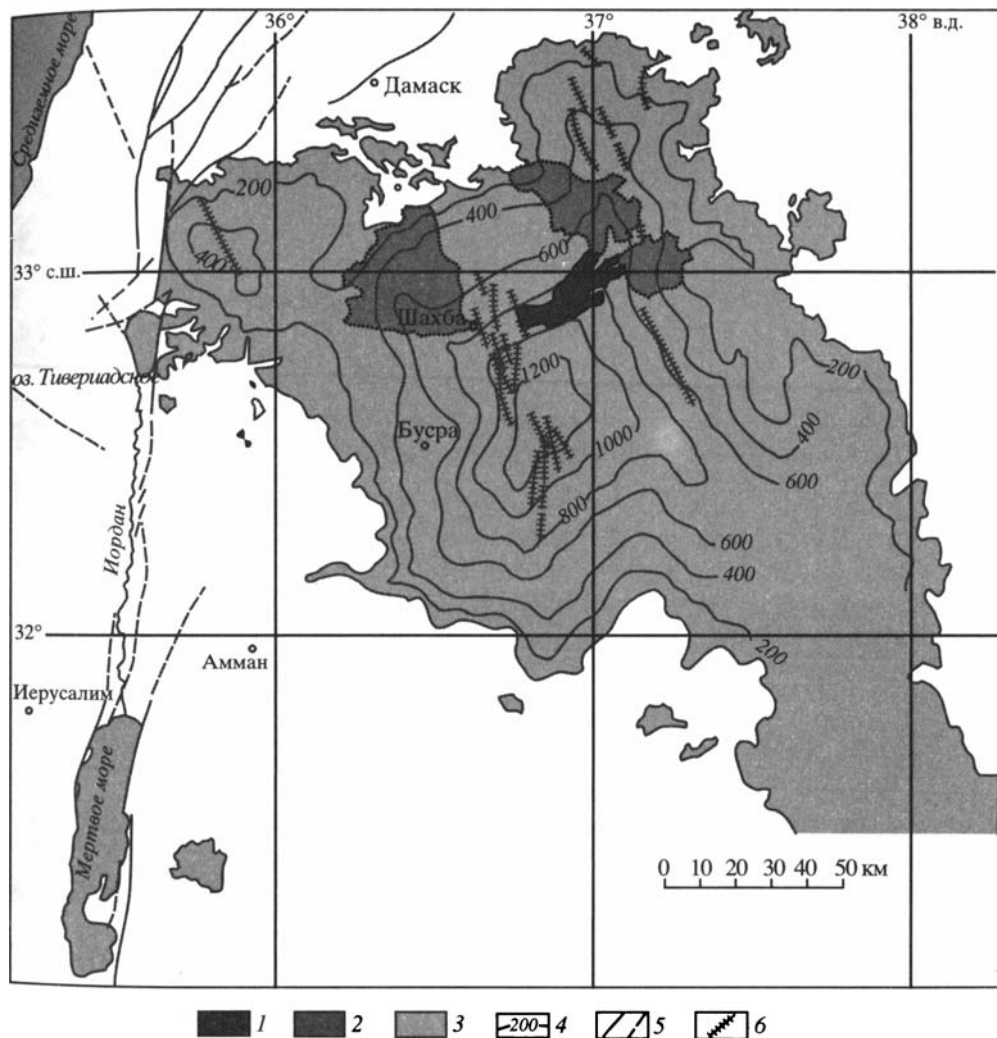


Рис. 93. Активные разломы и проявления неоген-четвертичного и голоценового вулканизма в Юго-Западной Сирии и соседней части Иордании [Трифонов, Эль-Хаир, 1988]

1-3 – позднемиоцен-четвертичные вулканические образования: 1 – лавовый поток Кра, 2 – другие голоценовые лавовые потоки, 3 – доголоценовые вулканические породы; 4 – мощность позднемиоцен-четвертичного вулканического покрова, в метрах; 5 – новейшие разломы, достоверные слева и предполагаемые справа; 6 – молодые магмовыводящие разломы

Fig. 93. Active faults and manifestations of Neogene-Quaternary and Holocene volcanism in the south-western Syria and adjacent part of Jordan [Трифонов, Эль-Хаир, 1988]

1-3 – Late Miocene-Quaternary volcanic rocks: 1 – the Kra lava flow, 2 – other Holocene lava flows, 3 – Pre-Holocene volcanic rocks; 4 – thickness of the Late Miocene-Quaternary volcanic cover (m); 5 – neotectonic faults (the proved faults are shown on the left and the assumed faults are shown on the right); 6 – young faults surviving by magma canals

На поверхности плато встречаются и голоценовые лавовые потоки с прекрасно сохранившимися центрами извержений, следами течения и другими элементами структуры. Среди них самым свежим выглядит поток от небольшого вулкана возле современной деревни Рдемет Аш-Шаххур (рис. 94). Поток распространяется на восток и северо-восток на 32 км сначала сплошным покровом,



Рис. 94. Космическое изображение ERTS района лавового потока Кра в Юго-Западной Сирии [Syria, 1996]

Fig. 94. Space ERTS imagery of the Kra lava flow region in the southwestern Syria [Syria, 1996]

а затем отдельными языками. Извержение началось из нескольких центров, отмеченных шлаками на магмовыводящей трещине в северной части Друзского массива. Затем продолжал действовать лишь один вулкан, откуда и излились лавы. Позднее извержения не возобновлялись.

Заметим, что такие одноактные извержения типичны для областей базальтового трещинного вулканизма. Автор наблюдал их проявление во время извержения 1973 г. на о-ве Хеймаэй у южного берега Исландии, залившего лавой и засыпавшего тефрой часть г. Вестманейер. Более грандиозным было извержение Лаки 1783 г. на юге Исландии, породившее лавовый поток длиной 65 км. К сравнению с ним мы вернемся в дальнейшем.

Стекая с восточного склона Друзского массива, лавовый поток распространялся по двум широким сухим долинам (вади): Ар-Рамплият на юге и Кра на севере. Современные русла обеих долин не совпадают с древними, заполненными лавой, а следуют изгибам краев потока. Вади Кра дала название и самому потоку. Он уже давно привлёк внимание геологов и археологов, поскольку в самой восточной его части на расстоянии 6 км одно от другого на-

ходятся два загадочных скопления костей животных: Хирбет-Умбаши и Хебарие.

Первым об этих скоплениях сообщил С.С. Грехем в 1857 г. В 1914 г. Ф. Хербетт привёл первый список видового состава животных. Наиболее полное геологическое и археологическое описание местонахождений, видового состава и минеральных преобразований костей принадлежат геологу Л. Дюбертре и археологу М. Дюнану, исследовавшим местонахождения в 1928 и 1933 гг. [Dubertret, Dunand, 1954–1955]. В 1954 г. Х. де Врие и Г.В. Барендсен из Гронингенского университета определили радиоуглеродный возраст костей – 4075 ± 160 лет [2880–2460 гг. до н.э.]. Автор посетил и исследовал этот район в 1986 г. совместно с сирийскими геологами Ю. Эль-Хаир, Т. Заза, Ф. Факьяни Аль-Бакка и Х. Аль-Малехом [Трифонов, Эль-Хаир, 1988].

Местонахождение Хирбет-Умбаши расположено на правом берегу современного сухого русла вади Кра в непосредственной близости от северного языка голоценовых лав. На дне вади сезонные воды обнажили неровную поверхность позднплейстоценового базальтового потока. Его покрывает карбонатный слой мощностью до 2,5 м (рис. 95). Природа этого слоя не вполне ясна. С одной стороны, он содержит многочисленные включения пролювиального

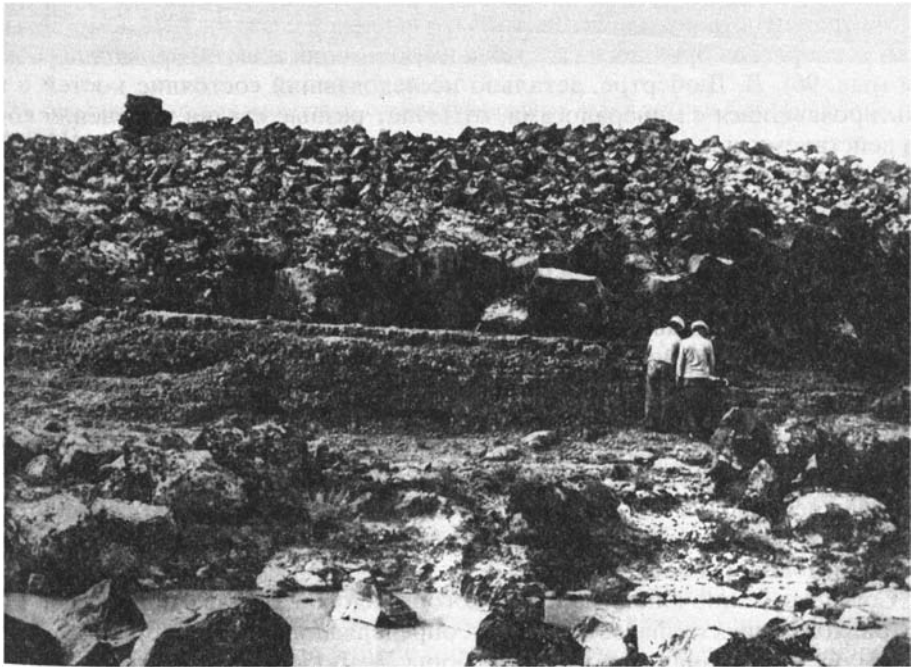


Рис. 95. Разрез лавового потока Кра и его основания в Хирбет-Умбаши [Трифонов, Эль-Хаир, 1988]

На неровной поверхности плейстоценовых лав залегают горизонтально слоистые карбонатно-терригенные породы, а на них – глыбовые лавы потока Кра. Костные остатки образуют тонкие линзы в основании потока.

Fig. 95. Section of the Kra lava flow and its basement in Khirbet-El Umbachi [Трифонов, Эль-Хаир, 1988]

Rough surface of the Pleistocene lava is covered by horizontally stratified carbonate-terrigeneous sediments and the latter are covered by the Kra lava flow. The bone fragments form thin lenses below the Kra lavas.

галечника и гравия, и его можно рассматривать как древние отложения долины Кра, карбонатизированные в условиях аридного климата. С другой стороны, в карбонат вкраплены многочисленные свежие кристаллы темноцветных минералов. В связи с этим интересно, что в 31 км к западу от Хирбет-Умбаши находится позднплейстоценовый вулкан Халдие, на вершине которого сирийский геолог Е. Жермакани обнаружил жилы карбонатита. Карбонатитовый материал тонким слоем покрывает большие участки склонов и подножия вулкана. Поэтому вполне вероятно, что карбонатный слой в Хирбет-Умбаши образован карбонатитовым материалом из вулкана Халдие, размытым и переотложенным вместе с обычным пролювиальным материалом.

На ровной поверхности карбонатного слоя залегают базальтовая лава потока Кра, которая возле Хирбет-Умбаши имеет мощность до 4 м. На границе между карбонатами и базальтами Кра находится линзовидное скопление костей. Протяжённость линзы – несколько десятков метров. Средняя мощность – несколько десятков сантиметров, но в центре видны раздувы свыше 1 м. Обломки костей, не перекрытых базальтовым потоком, встречаются в изобилии на поверхности карбонатного слоя на противоположном, северном берегу современного русла вади. Там они рассеяны на расстояниях до 100 м от потока и даже дальше. Несомненно, что часть костей скрыта и под базальтом потока. Таким образом, площадь, покрытая костями, не меньше гектара.

На границе с лавовым потоком кости впаяны в базальт. Местами образовалась своеобразная брекчия из костей и их обломков, сцементированных базальтом (рис. 96). Л. Дюбертре, детально исследовавший состояние костей и консультировавшийся с минералогами, отмечает разные стадии изменения костей под действием горячей лавы. Часть костей, испытавшая разогрев до 600 °С, обгорела, но сохранила микроскопическую структуру. Другая часть, подвергшаяся воздействию более высокой температуры, кальцинирована и местами превращена в гидроксипатит. Сохранность первичной формы костей свидетельствует, что до их плавления дело не дошло. Это естественно, поскольку температура плавления апатита, входящего в состав костей, близка к 1600 °С, а температура базальтовой лавы не превышает 1200 °С. Описанные соотношения доказывают, что скопление костей Хирбет-Умбаши древнее базальтового потока Кра, но моложе карбонатизированных речных наносов.

В местонахождении Хебарие взаимное расположение скопления костей и лавового потока Кра аналогично, но площадь скопления меньше. В целом же в обоих местонахождениях костей так много, что некий предприимчивый делец пробовал перерабатывать их на удобрение, но его остановила трудность транспортировки. По самым скромным подсчётам, здесь находятся остатки десятков тысяч погибших особей.

Согласно заключению палеонтологов, видовой состав животных в обоих местонахождениях совпадает. М. Боул, определявший кости, собранные Ф. Хербеттом, С. Гайяр, анализировавший сборы Л. Дюбертре, и наконец Э.М. Вангенгейм, изучавшая нашу коллекцию, показали, что большинство костей принадлежат низкорослому быку, козлу и барану с характерными признаками домашних животных. Они сходны с животными, которых разводят современные сирийские крестьяне и пасут бедуины, хотя нередко уступают нынешним в размерах. Многочисленны также остатки полорогой антилопы (газели). Найдены единичные экземпляры второго шейного позвонка быка *Bos primigenius* и коленной чашечки верблюда, о которых сообщает Л. Дюбертре, и плохо сохранившиеся остатки, которые, по мнению Э.М. Вангенгейм, могли принадлежать ослу или мулу.

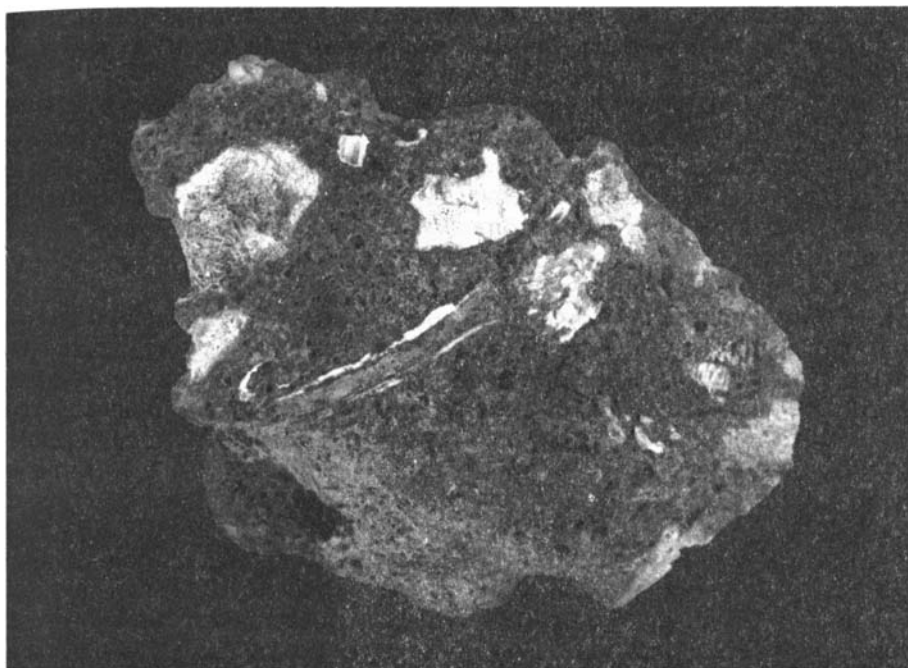


Рис. 96. Брекчия из костей животных, сцементированных лавой потока Кра [Трифонов, Эль-Хаир, 1988]

Fig. 96. Breccia of animal bones cemented by the Kra lavas [Трифонов, Эль-Хаир, 1988]

Наиболее интересно, что оба местонахождения – не природные образования, а остатки древних поселений. Впервые отметившие это Л. Дюбертре и М. Дюнан обнаружили среди костей остатки керамики, каменных кистеней и украшенную насечкой костяную пластинку. Эти же авторы показали, что особенно мощные скопления костей заполняют искусственные углубления, выложенные камнями. К востоку от Хирбет-Умбаши рядом с краем базальтового потока Кра Л. Дюбертре и М. Дюнан описали древнюю плотину, могильные сооружения и предполагаемые остатки жилищ и загонов для скота. В Хебарие они отметили такие же жилые сооружения, а немного в стороне – остатки квадратного строения с огороженным двором, характерного для позднеримской эпохи III–IV вв.

Л. Дюбертре и М. Дюнан датировали археологические находки в костеносных линзах древним и частично средним бронзовым веком. Они воздержались от окончательного ответа на вопрос о происхождении костных скоплений, допуская два объяснения. Согласно первому, обожжённые кости – продукт древней индустриальной деятельности. Против такого объяснения свидетельствует отсутствие остатков деревьев или иного горючего материала, а также воздухоудных устройств, способных довести температуру почти до точки плавления базальта (1200 °С). Кроме того, непонятно, с какой целью обжигались кости и почему они остались неиспользованными. Согласно второму объяснению, костные скопления возникли рядом с ещё свежим лавовым потоком, а также на его застывшей поверхности, когда лава внутри была ещё расплавленной. Прорыв лавы вызвал переработку костей. В таком случае возраст костных скоплений

должен быть близок к возрасту лавового потока. Но остаётся неясным, что привело к горячему потоку столь большое количество животных или кто и зачем собрал в одно место их останки.

Таким образом, первое из двух предложенных объяснений представляется нам нереальным. Что же касается второго, то наши исследования показали, что костеносные линзы расположены под лавовым потоком Кра и, следовательно, не могли возникнуть позже потока или одновременно с ним. Тот факт, что отдельные кости или скопления костей оказались внутри и даже на поверхности потока у его края, объясняется перемешиванием вязкой лавы в процессе течения.

По нашим наблюдениям, костные скопления неоднородны по происхождению. В обрыве возле современного русла вадии Кра в Хирбет-Умбаши это нормальный культурный слой длительно, по меньшей мере десятками лет, существовавшего поселения. Намечается стратификация слоя, в котором пищевые отходы сочетаются с обломками керамики и другим мусором. С приближением к руслу мощность слоя возрастает от десятков сантиметров до 1,2 м. По-видимому, здесь на месте современного русла и в то время было понижение, заполнявшееся водой.

Одно из заполненных костями углублений, о которых писали Л. Дюбертре и М. Дюнан, было обследовано нами особенно детально. Более всего оно напоминает стойло для скота, которое с двух перпендикулярных сторон огорожено вертикальными стенами, сложенными базальтовыми глыбами (две другие стороны перекрыты базальтовым потоком). Сохранившаяся высота стен – до 1 м. Показательно, что на полу такого помещения Л. Дюбертре и М. Дюнан обнаружили двух-трёхсантиметровый слой чёрного или коричневого пепла, смешанного с остатками растений – очевидно, обгоревшего навоза. Кости, заполняющие это углубление, – остатки домашних животных, погибших при извержении.

Кроме того, вся поверхность, в том числе и развалины некоторых строений, оказались покрытыми тонким слоем костей. Представляется, что это остатки животных, в панике сбегавшихся сюда, в низовья вадии Кра, от начавшегося извержения. Животных убила не горячая лава: по положению дну долины она двигалась медленно, и от неё можно было убежать. Скорее всего, животные погибли от фтора или иного газа, выделившегося при извержении, а лава достигла этих мест позднее и сожгла трупы. По данным С. Тораринссона [Torarinsson, 1969], при аналогичном извержении Лаки в Исландии выделения фтора, сопровождавшие излияние лав, убили половину скота и значительную часть населения страны. Что же касается разрушения некоторых строений перед извержением (на их руинах найдены остатки костей), то оно могло стать результатом сильного землетрясения, которое, как и в вышеописанной Сюникской структуре, могло предвещать извержение.

Археологические находки среди костей представлены кремневыми изделиями и продуктами их изготовления, обломками кистеней и керамики. Кистени – это изготовленные из камня усеченные конуса высотой до 8 см с отверстием вдоль оси, в которое продевается веревка или ремень. Они использовались как оружие и инструмент для ловли домашних животных.

Найденные мелкие кремневые изделия и их обломки неинформативны для датирования: они могли принадлежать как неолиту, так и доантичному бронзовому веку. Находки кистеней также не дают сколько-нибудь точных датировок: они использовались обитателями этих мест с энеолита почти до наших дней. Информативной оказалась керамика (рис. 97). В Хирбет-Умбаши и Хебарие она представлена обломками разнообразных кувшинов, амфор, горшков и мел-

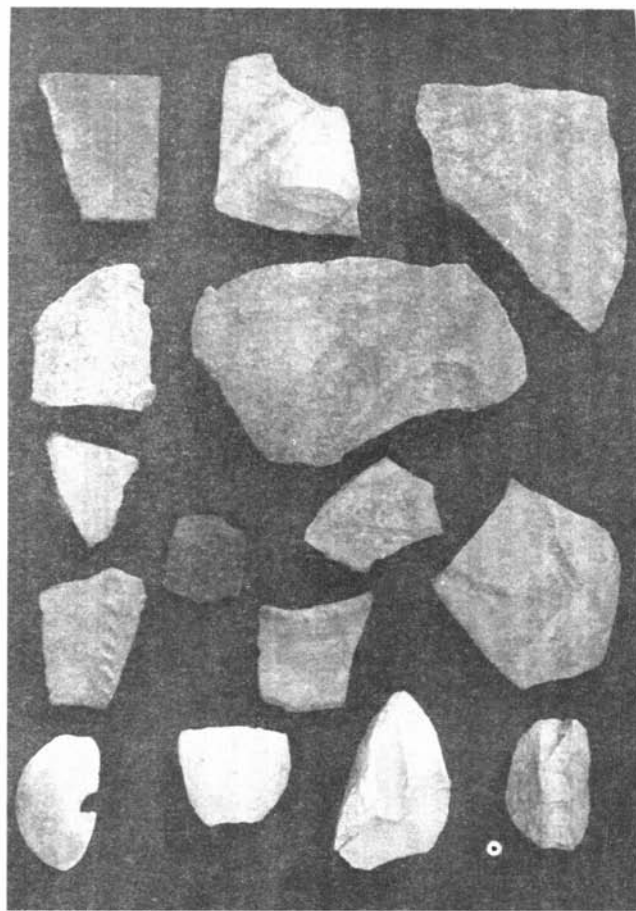
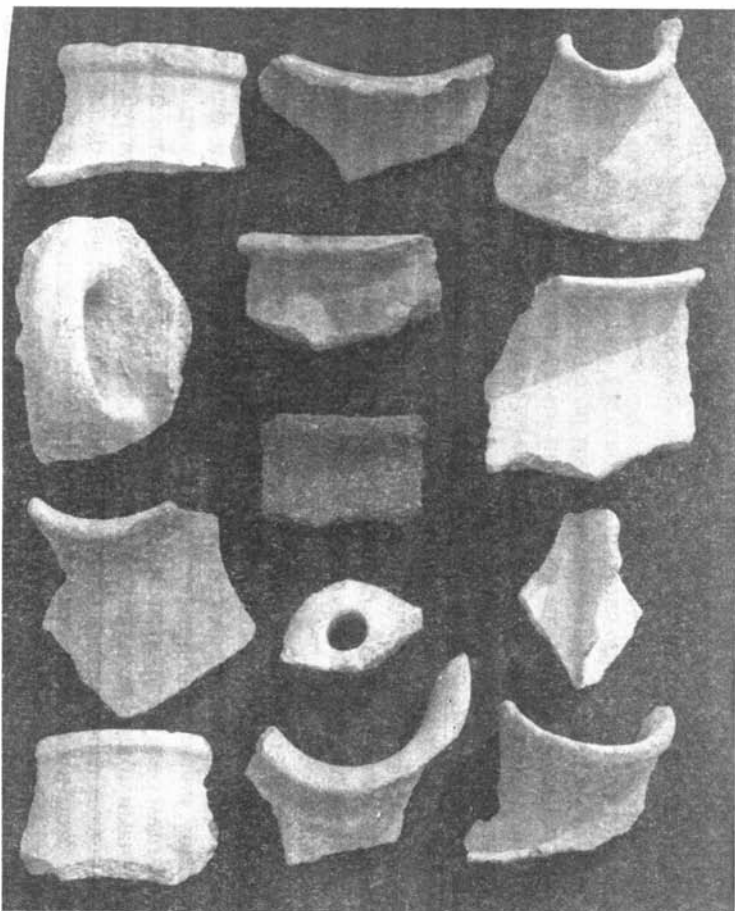


Рис. 97. Образцы керамики и других археологических находок в Хирбет-Умбаши [Трифонов, Эль-Хаир, 1988]

Fig. 97. Ceramics and other archaeological findings from Khirbet-El Umbachi [Трифонов, Эль-Хаир, 1988]

ких чаш, изготовленных вручную. Как правило, они сделаны из красной глины и хорошо обожжены. Наряду с грубыми изделиями, содержащими крупнозернистый песок, встречаются фрагменты тонкой шлифованной посуды. Большинство изделий лишено украшений, но найдены также обломки посуды с орнаментом типа «гребёнка», процарапанным на ещё не обожжённой поверхности, или с нанесённым красками геометрическим рисунком из тонких перекрещивающихся полос коричневого, белого и чёрного цвета. На одном обломке представлен фрагмент рисунка быка или оленя. По определению заместителя директора департамента раскопок Дамасского музея древностей Н. Салиби, вся собранная нами керамика относится ко второй половине III тысячелетия до н.э., что близко к приведённому выше радиоуглеродному определению.

Труднее датировать сооружения в юго-восточной части Хирбет-Умбаши, за окончанием лавового потока Кра, поскольку они построены на относительно древнем основании и их соотношения с потоком Кра неясны. Здесь различаются три типа построек.

Первый тип представлен несколькими выбитыми в базальте округлыми углублениями диаметром 2–2,5 м с плоским дном и вертикальными стенками высотой до 0,5 м. Вероятно, это основания временных жилищ. Второй тип построек – многочисленные могильники-дольмены в виде сложенных из уплощённых базальтовых глыб «домиков» с квадратным входом и прямоугольным или овальным углублением внутри. В некоторых могильниках по несколько таких углублений. А в одном из них даже без раскопок мы обнаружили фрагменты человеческого скелета. Скорее всего, оба типа построек близки по возрасту к костеносному горизонту. Обращает внимание однотипность (почти стандартность) могильников, их упорядоченное расположение и почти полное отсутствие погребального инвентаря. Можно допустить, что они представляют одновременное погребение жертв извержения. Это дало бы ответ на вопрос, почему человеческие кости отсутствуют в нескрытых лавовым потоком частях костеносной линзы.

Постройки третьего типа сложены из базальтовых блоков без цемента, покрыты большими плитами базальта и имеют по одной двери. Подробно описывая эти постройки, Л. Дюбертре и М. Дюнан отмечают, что обычно они имеют прямоугольные очертания, но есть и округлые, с опорным столбом посередине. Высота внутреннего помещения – до 1,2 м. Нередко к постройкам примыкают каменные ограждения, сходные с обычными в Сирии загонами для скота. Л. Дюбертре и М. Дюнан посчитали эти сооружения жилищами, по крайней мере временными. По нашему мнению, они могли использоваться для жилья кочевниками-скотоводами позднее, когда, возможно, к ним и пристроили загон для скота. Но едва ли они предназначались для этой цели первоначально – слишком низки.

Возможно, они создавались как могильные или ритуальные сооружения и, во всяком случае, относятся к иной (более поздней?) эпохе, чем костеносный горизонт и постройки двух первых типов. Характерно, что постройки, близкие к третьему типу, но сложенные несколько более крупными глыбами, есть в Хебарие, причём там они, по данным Л. Дюбертре и М. Дюнана, моложе потока Кра. В Хебарие нами обнаружены также чашевидные отполированные углубления в возвышающихся выходах скальных пород диаметром и глубиной около 20 см (возможно, жертвенники), а возле постройки, предположительно отнесённой к позднеримской эпохе, – процарапанные на базальтовых глыбах надписи на древнегреческом языке. Эти надписи, впервые отмеченные С.С. Грэхемом, скорее всего принадлежат римскому или ранневизантийскому времени.

Таким образом, в Хирбет-Умбаши и Хебарие существовали поселения трёх эпох. Первые относятся ко второй половине III тысячелетия до н.э. Судя по остаткам костей животных и инвентарю, это были поселения скотоводов, не гнушавшихся охотой. Жизнь их трагически нарушилась извержением Кра. Возраст поселений второй эпохи точно не определён. Л. Дюбертре и М. Дюнан обращают внимание на сходство построек этой эпохи с мегалитическими сооружениями Иордании и Палестины и допускают связь построек с миграцией западносемитских племен в начале II тысячелетия до н.э. Наконец, от третьей, позднеермско-ранневизантийской, эпохи сохранились постройки и наскальные надписи в Хебарие и, вероятно, плотина возле Хирбет-Умбаши.

4.3.3. Легенда о гибели Содомы и Гоморры в сопоставлении с извержением Кра

Итак, во второй половине III тысячелетия до н.э. два поселения на юго-западе Сирии погибли в результате вулканического извержения. Можно ли параллелизовать их с Содомом и Гоморрой? Чтобы ответить на этот вопрос, проанализируем возможную область обитания Лота, который накануне извержения жил в Содоме.

Согласно библейскому тексту, Лот был племянником Авраама и «у Лота, который ходил с Авраамом, также был мелкий и крупный скот и шатры» [Быт. 13: 5]. Оба принадлежали к кочевой аристократии, ибо имели в подчинении пастухов и иную прислугу, а в упоминавшемся эпизоде о том, как Авраам отбил у завоевателей пленённого Лота, он смог вооружить для этого 318 рабов. После того, как Авраам и Лот вернулись из Египта, куда временно эмигрировали во время засухи, между их пастухами возник конфликт из-за пастбищ. Дабы избежать ссоры, родственники решили разделиться. Авраам остался в Ханаане, т.е. на территории западнее Мёртвого моря и долины Иордана, а Лот «избрал себе... всю окрестность Иорданскую; и двинулся Лот к востоку... и раскинул шатры до Содомы» [Быт. 13: 11–12].

Границей владений стал, вероятно, естественный рубеж – р. Иордан. Но уже тогда долина Иордана использовалась для земледелия ханаано-аморейскими осевшими племенами. Поэтому Лот, скорее всего, кочевал в более гористых районах. Однако и для кочевого скотоводства нужна вода. Рассматривая с этой точки зрения земли к востоку от Иордана, обнаруживаем, что сейчас наиболее богаты водой северо-западная часть Иордании и соседние районы Сирии. Образ жизни Лота, как и Авраама, во многом напоминал образ жизни современных бедуинов. Они кочуют на значительные расстояния. Авраам и Лот также немало путешествовали, переселившись из Харрана (верховья р. Евфрат) в Ханаан и, возможно, побывав в Египте. Поэтому вполне вероятно, что область кочевий Лота после разделения с Авраамом могла простираться от Мёртвого моря до Юго-Западной Сирии. Поскольку Лот «раскинул шатры до Содомы», последний находился где-то на краю этой области, возможно, именно в Сирии.

Эта гипотеза получила подтверждение при раскопках холма Телль-Мардих в 30 км к юго-западу от г. Алеппо на западе Сирии. Там был открыт древний город Эбла и в нём найден клинописный архив III тысячелетия до н.э. Анализировавший тексты итальянский учёный Джованни Петтинато встретил в них упоминание имени Авраама, Содомы и Гоморры, погибших в огне, а также городов Адма и Севоим, располагавшихся, согласно Библии, по соседству с ними [Келлер, 1998]. Если имя Авраам встречалось и в других источниках и, по-видимому, не было уникальным в ту эпоху, то упоминание городов знаменательно и более

объяснимо, если они располагались не в окрестностях Мёртвого моря или Иордана, а именно в Сирии. Впрочем, интерпретация найденных текстов нуждается в уточнении.

Против гипотезы о расположении Содома и Гоморры на юго-западе Сирии свидетельствуют приведённые в разделе 4.3.1 цитаты из Библии. При этой гипотезе Лот не мог дойти от Содома до Сигора (если последний действительно находился возле Мёртвого моря) за несколько часов, поскольку до последнего от Хирбет-Умбаши без малого 200 км, а Авраам не мог видеть, поднявшись на гору, что стало с погибшими городами. Не согласуется и время событий. Согласно библейской традиции, Авраам и Лот покинули Харран за 645 лет до исхода евреев из Египта (XIII в. до н.э.) и, следовательно, жили около 1900 г. до н.э. (хотя есть соображения, что они могли жить позднее – в XV в. [Келлер, 1998]), тогда как описанное вулканическое извержение случилось раньше – во второй половине III тысячелетия до н.э.

Возможно, в легенде о гибели Содома и Гоморры соединены два события. Содом и Гоморра действительно располагались в районе Мёртвого моря или долины Иордана и погибли от природной катастрофы, скорее всего сильного землетрясения. Но у населения сохранилась память о гибели двух поселений от вулканического извержения, и оба события были отождествлены, что немало усилило дидактический эффект этой легенды о божьем наказании за грехи. Подобное приписывание одному герою или месту того, что совершено разными людьми или происходило в разных местах, нередко в легендах Древнего Востока и с его проявлениями мы сталкиваемся вплоть до Средневековья.

4.4. ВЕЛИКОЕ МИНОЙСКОЕ ИЗВЕРЖЕНИЕ САНТОРИНА

4.4.1. Данные об извержении на Фере

О-в Санторин (Фера) является частью вулканической дуги, характеризующейся известково-щёлочным вулканизмом. Она протягивается в запад-северо-западном направлении на юге Эгейского моря и расположена в тылу Крито-Эллинской дуги и трога перед её фронтом (рис. 98). Им соответствует наклонённая на север сейсмофокальная зона, прослеженная до глубин около 250 км [McKenzie, 1978]. Как было отмечено нами ранее [Трифонов, 1999], своеобразие Крито-Эллинской дуги состоит в том, что помимо субдукции северного фланга Африканской плиты, представленного Ионической впадиной Средиземного моря, здесь имеет место превосходящий её по интенсивности обратный процесс встречного надвигания дуги. Последнее связано с расширением Эгейского региона в юго-юго-западном направлении вследствие как его поперечного укорочения, так и развития под ним мантийного диапира. Такое наложение проявляется большими скоростями современных тектонических движений с преобладанием сбросовых и сдвиговых перемещений и обилием сильных землетрясений, частота и суммарная энергия которых заметно выше, чем в соседних районах Восточной Ойкумены.

В пределах вулканической дуги существуют несколько островных вулканов центрального типа, извергавших андезитовый и риолито-дацитовый материал в конце среднего и позднем плейстоцене (Милос, Санторин, Нисирос, Кос и Яли), однако в голоцене сохранили активность только Санторин и Яли, причём Санторин внёс решающий вклад в объём извергнутого материала. В табл. 5 охарактеризован состав извергнутых им продуктов, причём пробы с самой Фе-

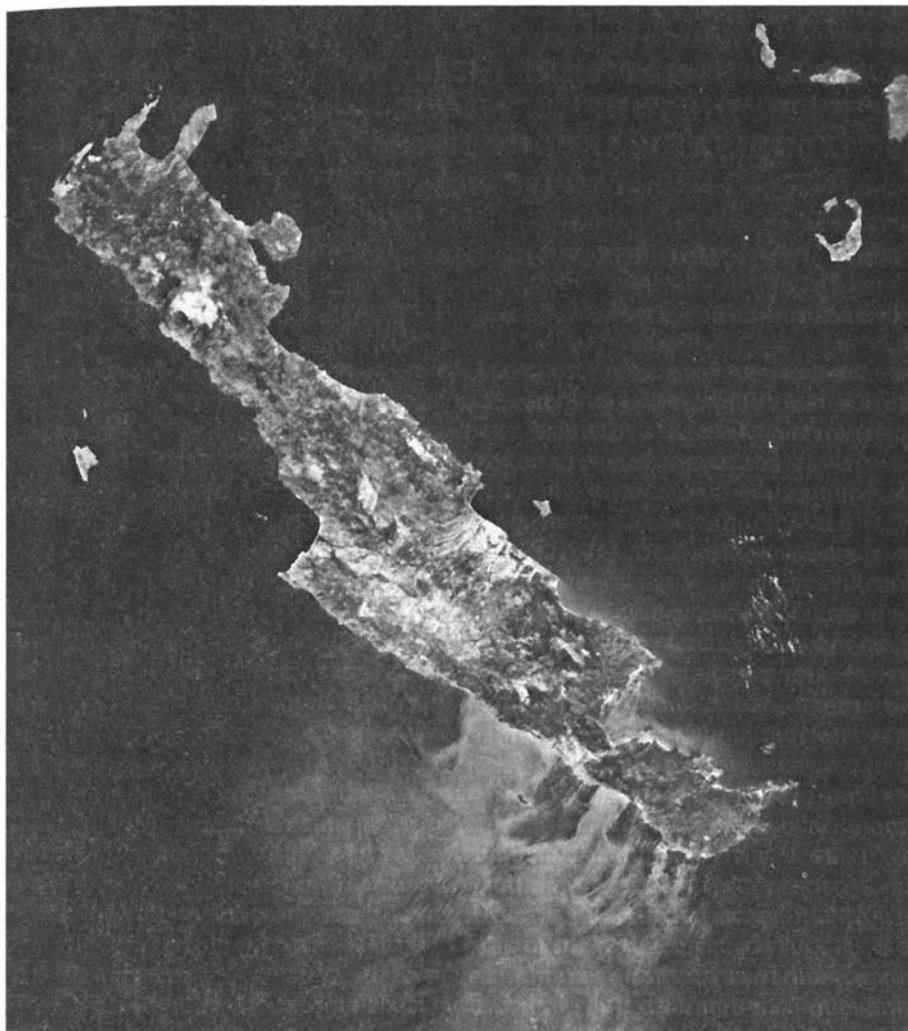


Рис. 98. Космическая фотография Крита и Санторина (Феры); камера КАТЭ-140

Fig. 98. Space photo of Crete and Santorini (Thera) by camera KATE-140

ры и из верхнего пеплового слоя донных осадков, взятых на востоке Эгейской и Ионической впадин, представляют Великое Минойское извержение, а более нижний пепловый слой донных осадков относится к предшествовавшему крупному извержению [Keller, 1971], которое по уточнённым данным [Sbrana, Vougioukalakis, 1996] имело место около 21 тыс. лет назад.

В современных очертаниях Санторин имеет вид открытой на запад подковы, представляющей остатки кольцевого обрамления кальдеры диаметром до 13 км (рис. 99). Обнаруженные в его пределах мелкие молодые разрывы и трещины указывают на субмеридиональное растяжение [Mountrakis et al., 1996]. В центре кальдеры возвышаются над уровнем моря острова Палеа Камени и Неа Камени. Их формирование началось извержением Иера в 197 г. до н.э. на северо-востоке современного о-ва Неа Камени [Santorini, 1996]. Палео Камени

Таблица 5. Химический состав тефры Великого минойского извержения Санторина и его пеплов в скважинах Эгейского моря [Keller et al., 1978]

Вещество	1	2	3	4	5
SiO ₂	68,25	69,20	66,5	68,96	68,1
TiO ₂	0,34	0,27	0,5	0,30	0,43
Al ₂ O ₃	12,59	13,20	15,0	13,13	13,5
Fe ₂ O ₃	1,12	0,45	3,6*	1,06	1,0
FeO	1,51	2,0		1,57	2,15
MnO	0,05	0,10	0,1	0,05	0,10
MgO	0,37	0,4	0,7	0,43	1,0
CaO	1,58	1,5	2,0	1,76	1,6
Na ₂ O	5,11	4,6	4,45	5,17	4,5
K ₂ O	3,22	3,6	2,95	3,32	3,0
P ₂ O ₅	0,02	0,09	0,1	0,02	0,10
H ₂ O ⁺	5,76	4,4	4,50	4,53	4,3
Total	99,92	99,81	100,40	100,30	99,78

1–3 – тефра: 1 – Великого минойского извержения на Санторине; 2 – более ранняя на Санторине; 3 – на острове Анафи; 4, 5 – пепел в скважинах в Эгейском море: 4 – скв. Z-2, слой V10–58, 70 см, 5 – скв. Y-2, слой V10–58, 360 см. * – все Fe посчитано как Fe₂O₃.

возник при извержении 46–47 г. н.э. и был достроен извержением 726 г. Современный Нео Камени начал формироваться при извержениях 1570–1573 гг. и нарастал извержениями 1707–1711, 1866–1870, 1938–1941 и 1950 гг.

Первоначально [Marinatos, 1939] предполагалось, что кальдера возникла при Великом Минойском извержении в середине II тысячелетия до н.э., что в сочетании с подсчётом площади распространения и мощностей пепла, отождествляемого с этим извержением, на дне, островах и побережьях Эгейского и Средиземного морей [Sparks, 1979] дало объём извергнутого материала (в пересчёте на плотную породу) около 13 км³ [Sullivan, 1990], что примерно соответствует 40 × 10⁹ т. По мнению Д.М. Пайла [Pyle, 1990], вес извергнутого силикатного материала был ещё больше и мог достигать 53 × 10⁹ т.

Однако дальнейшие исследования показали более сложное развитие событий (рис. 100) [Sbrana, Vougioukalakis, 1996]. Первоначальная кальдера возникла не позднее 70 тыс. лет назад. Затем она была заполнена вулканическим материалом и вновь сформировалась в очертаниях, близких к современным, при грандиозном извержении примерно 21 тыс. лет назад. При Великом Минойском извержении произошла лишь достройка этой кальдеры. Это означает, что объём и вес извергнутого им материала существенно меньше первоначально предполагавшихся, хотя и остаются достаточно внушительными.

С. Маринатос [Marinatos, 1939] обнаружил на юге острова, возле современного с. Акротири, остатки города минойского времени, погребённого продуктами Великого Минойского извержения. Археологи, изучающие минойскую цивилизацию и её аналоги на островах Эгейского моря и в материковой Греции, выделяют здесь несколько эпох, которые в дальнейшем описании скоррелированы с археологическими культурами Крита. Погребённый город Акротири был построен на руинах среднеминойского города эпохи MM-III и относится к началу позднеминойской эпохи LM-IA. Извержение застало город в пору его расцвета. Значительную роль в жизни города играли мореходство, рыболов-

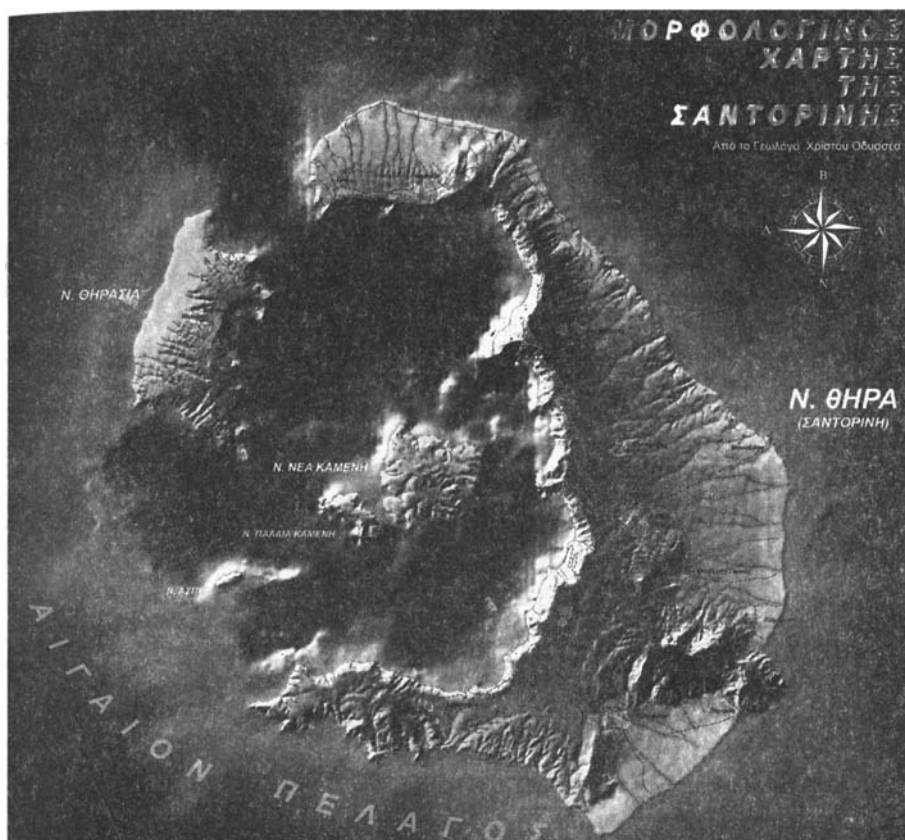


Рис. 99. Современный вид кальдеры вулкана Санторин (Фера)

Fig. 99. Contemporary state of the Santorini (Thera) volcanic caldera

во и торговля, дополнявшиеся местным земледелием, скотоводством и ремесленными производствами.

Раскопки показали, что извержению предшествовало сильное землетрясение, предвестники которого позволили жителям собраться и покинуть город [Doutas, 1990]. Об этом свидетельствует отсутствие в материалах раскопок следов погибших людей и драгоценностей. Землетрясение разрушило город. Вернувшиеся после разрушения жители или специальная команда начали расчистку и восстановление. Но восстановительный период был коротким, поскольку нет следов эрозии развалин и накопления её продуктов между постройками. Начавшееся извержение заставило строителей спешно покинуть развалины, даже не взяв инструменты. Вместе с тем извержение не было внезапным и позволило им покинуть город без потерь.

Извержение представлено в Акротири следующим разрезом (снизу вверх) [Doutas, 1990]:

1. Тонкая пемза мощностью 2–3 см, покрывшая весь остров; в этот момент всякая активность людей прекратилась, но между накоплением слоёв 1 и 2 был сравнительно продолжительный интервал времени, в течение которого обломки лавы (результат эрозии?) аккумуляровались внутри кратера и были выброшены позднее.

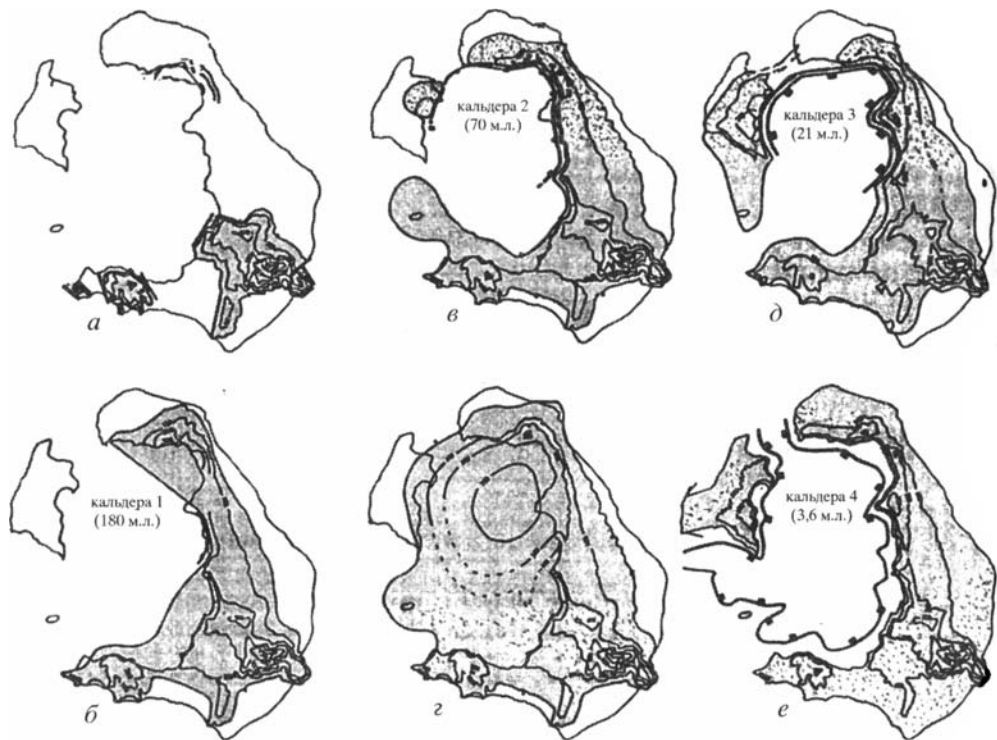


Рис. 100. История развития вулкана Санторин (Фера) [Sbrana, Vougioukalakis, 1996]

Fig. 100. Evolution of the Santorini (Thera) volcano [Sbrana, Vougioukalakis, 1996]

2. Пемза, наполовину смешанная с упомянутыми обломками лавы; 10–15 см.
3. Куски пемзы большего, чем в слое 2, диаметра с существенно меньшим количеством обломков лавы; 15–20 см.
4. Пемза с ещё меньшим количеством обломков лавы; 25–30 см.
5. Куски пемзы более крупного размера без обломков лавы; не менее 50 см.
6. Тефра мощностью 5–6 м; одновременно с ней из вулкана на значительные расстояния выбрасывались глыбы лавы весом до нескольких тонн.

Слои 2–5 накапливались без перерыва и представляют единую фазу извержения, в течение которой стены домов ещё стояли и некоторые из них разрушились лишь в процессе накопления вулканического материала. Накопление слоя 6 не отделялось от них заметным интервалом времени. В целом вся описанная последовательность представляет единое извержение типично плинианского типа, сходное с извержением Везувия 79 г. н.э., похоронившим г. Помпеи.

4.4.2. Проявления извержения и предшествовавшего землетрясения в Эгейском регионе

Следы Великого Минойского извержения и предшествовавшего ему землетрясения обнаружены в ряде мест Эгейского региона. В развалинах Кносского дворца на Крите найдены пеплы, возможно, представляющие несколько извержений [Wagen, Puchelt, 1990]. Из них 4 образца достаточно уверенно отождествляются по химизму с рассматриваемым извержением. Отложение

этих пеплов предшествовало эпохе LM-IB, т.е. сопоставляется по времени с извержением Санторина. Примерно к тому же времени относится значительное разрушение дворца, обнаруживающее признаки воздействия сильного землетрясения [MacDonald, 1990]. В дополнение к многочисленным свидетельствам, приведённым А. Эвансом [Evans, 1902, 1930, 1935], К. Макдональд сообщает интересную деталь: последствия землетрясения (и, возможно, извержения?) были столь серьёзными, что их не удалось полностью ликвидировать в течение всей эпохи LM-IB, предшествовавшей вторжению ахейцев на Крит примерно в середине XV в. [Renfrew, 1990; Soles, Davaras, 1990] и новому разрушению дворца. В частности, не была восстановлена его знаменитая дренажно-канализационная система.

Пеплы, отождествляемые с Великим Минойским извержением, обнаружены на о-вах Мочлос (у восточной оконечности Крита) и Псейра (у его северо-восточной оконечности). В последнем случае пеплы выпали в конце эпохи LM-IA до разрушения поселения LM-IB. Следы сейсмогенного разрушения, пепел и куски пемзы обнаружены в поселении Пицидия на южном побережье Крита. Пемза и пепел найдены также в поселениях Нироу Хани, Като Закрос, Палаикастро и вилле Амнисос. Они частично попали туда не воздушной, а морской транспортировкой, возможно, в результате цунами, возбуждённого вулканическим взрывом.

Судя по мощности пепла на дне Эгейского и Средиземного морей, основная масса пеплового выброса была направлена на восток и юго-восток. На турецком побережье обнаружены и следы морской транспортировки пемзы. Прослой пепла мощностью 9–12 см найдены в озерах Западной Турции; их возрастная привязка недостаточно точна, хотя и не противоречит связи пеплов с Великим Минойским извержением [Sullivan, 1990].

Интересные данные получены при раскопках городов Сераглио на о-ве Кос и Трианда на о-ве Родос [Marketou, 1990]. Оба города, как и Акротири, наследовали более ранние поселения бронзового века и были крупнее их. В обоих поселениях эпоха LM-IA делится на два фазы, между которыми было сильное землетрясение, разрушившее город. При восстановлении улицы были перепланированы. Восстановление не было закончено, когда случилось второе сильное землетрясение и сразу вслед за ним руины были покрыты слоем пепла, выше которого обнаружены остатки поселений LM-IB. Мощность пепла в Сераглио – 10–20 см. В Трианде она составляет 10–20 см (до 70 см), а южнее города возрастает до 40–90 см. Значительная часть прежнего города так и осталась не восстановленной и покрытой пеплом. Оставшееся население сосредоточилось в прибрежной части. Рядом обнаружено большое кладбище того же времени, где захоронения лишены традиционных украшений и других ритуальных принадлежностей. Вероятно, оно возникло в результате извержения.

Преобладание западных ветров и пустые емкости для сбора зерна и винограда в Акротири указывают на то, что Великое Минойское извержение произошло скорее всего в начале лета, до сбора урожая [Doumas, 1990].

4.4.3. Проблемы датирования извержения

Существуют два основных источника информации о возрасте Великого Минойского извержения: историко-археологические корреляции и радиоуглеродное датирование. Оба источника содержат не вполне обоснованные утверждения и неопределённости, так что дата извержения до сих пор остаётся предметом дискуссии. Спор идет о выборе между так называемыми «высокой» и «низ-

кой» хронологиями. Согласно первой извержение было во второй половине XVII в. до н.э., а согласно второй – во второй половине XVI в.

Археологические датировки опираются на сопоставление культур Эгейского региона с династиями Древнего Египта, которое основывается на взаимопроникновении характерных предметов той или иной эпохи. По «высокой» хронологии эпоха LM-IA соответствует 13-й династии и периоду господства гиксосов в Египте, эпоха LM-IB – концу периода гиксосов и началу 18-й династии, а эпохи LM-II-IIIА:1, наступившие после завоевания Крита микенцами (союзом ахейских городов-государств континентальной Греции, возглавляемых Микенами) – периоду от правления Тутмоса III до правления Аменофиса III. Последнее основано на находке в могиле эпохи LM-IIIА в Кноссе скарабея, датированное началом правления фараона Аменофиса III (1400–1380 гг. до н.э.) [Popham, 1990]. По «низкой» хронологии 13-й династии и периоду гиксосов соответствует среднеминойская эпоха MM-III, тогда как эпоха LM-IA параллелизуется с концом периода гиксосов и началом 18-й династии Египта, эпохи LM-IB-II – с правлением Тутмоса III и LM-IIIА:1 – с правлением Аменофиса III.

По мнению П.П. Бетанкура [Betancourt, 1990], нет решающих археологических доказательств предпочтения одной или другой хронологии, тогда как А. Ренфрю [Renfrew, 1990], с достаточной уверенностью датируя конец эпохи LM-IB (завоевание Крита микенцами) 1450 г. до н.э., считает возможным древнить границу LM-IA и LM-IB в пользу «высокой» хронологии.

Представляются, однако, более убедительными хронологические сопоставления П.М. Уоррена [Warren, 1990]. По его данным переход от эпохи MM-IIIВ к LM-IA в Акротири (соответствует эпохе LH-I континентальной Греции) был связан с сейсмическим разрушением среднеминойского города. Начало эпохи LM-IA предшествовало воцарению 18-й династии Египта в 1550 г., т.е. приходится на 1600–1580 гг. до н.э.

Переход от LM-IA к LM-IB (поздний LM-IA соответствует раннему LH-IA Греции, а LM-IB – позднему LH-IA и раннему LH-IB) датируется П.М. Уорреном не столь уверенно. Большинство данных, по его мнению, не дают оснований полагать, что этот переход существенно древнее правления Тутмоса III (1479–1425 гг.), и позволяют датировать его примерно 1480 г. Но если местонахождение Ком Рабиа соответствует эпохе LM-IB, последняя началась до 1504 г. Таким образом, эпоха LM-IA продолжалась с 1600–1580 гг. до 1504–1480 гг. до н.э. Разрушение Акротири извержением и непосредственно предшествовавшим землетрясением имело место до конца эпохи LM-IA (даже до конца LH-I). Поэтому резонно считать, что извержение произошло в 1535–1525 гг. до н.э. (или в 1560–1550 гг., если принять сопоставление LM-IB с Ком Рабиа).

Указанный интервал датировки извержения, возможно, косвенно подтверждается расшифровкой приводимых ниже египетских текстов [Davis, 1990]. В третьем пилоне храма в Карнаке (Фивы) найдены фрагменты стелы основателя 18-й династии Яхмеса (Амасиса) I (рис. 101). Интерпретация текста на стеле такова:

«...Боги выразили недовольство... Боги сделали так, что восход солнца принес бурю; потемнело в Западном регионе; солнце вырвалось на свободу без... больше, чем рев толпы... был мощным... на горах больше, чем вихри воды в пороге Элефантины... Каждый дом, ...каждое жилище, которого они достигали, всплывало в продолжении... дней, как барки из папируса в царской резиденции. Нигде нельзя было даже зажечь факел. Тогда Его Величество сказал: “Как всё это выражает мощь великого бога и божественную энергию!” И Его Величество проследовал в свое судно и его свита последовала за ним. Народ востока и запада безмолвствовал, не имея даже одежды после такого выражения божественной мощи. Его Величество прибыл в Фивы... эта статуя; она получила то, что пожелала. Его Величество ожидал на границе двух земель [Верхнего и Нижнего Египта? – *Авт.*], когда вода сойдет, не прихватив его людей, чтобы оделить их серебром, зо-

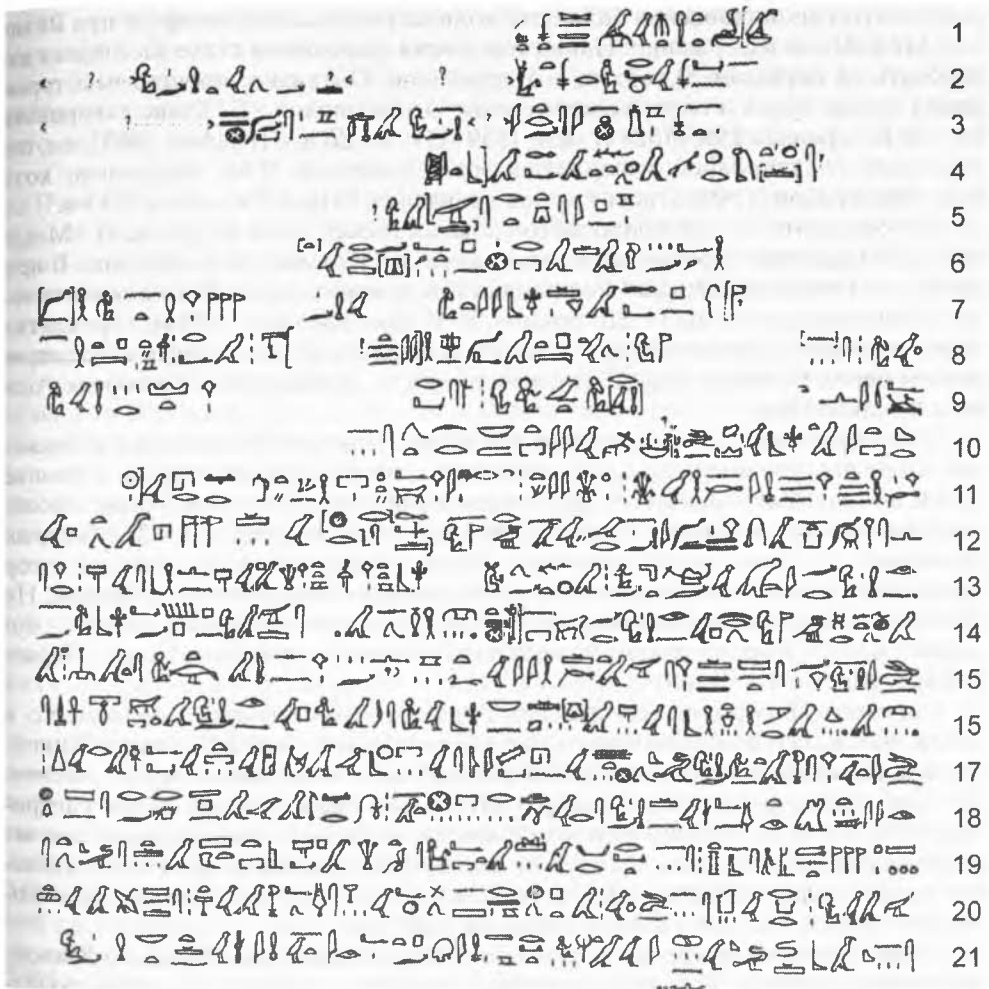


Рис. 101. Надпись на стеле Яхмоса (Амасиса) I в третьем пилоне Карнакского храма (Фивы, Египет) [Davis, 1990]

Fig. 101. Inscription on the stela of Ahmose (Amasis) I in the third pylon of the Temple of Karnak (Thebes, Egypt) [Davis, 1990]

лотом, медью, маслом, одеждой и всеми необходимыми продуктами, после чего Его Величество – жизнь, здоровье и сила – оставался во дворце. Ему сообщили, что похоронные сооружения захвачены водой, склепы разрушены, кладбищенские ограждения подмыты и пирамиды пострадали. Всё это, ранее существовавшее, уничтожено. Тогда Его Величество приказал восстановить храмы, превратившиеся в руины по всей стране, восстановить монументы богам, починить их ограды, заменить священные предметы в комнатах богослужений, реставрировать их места, водрузить на место поверженные на землю статуи, снова возжечь огонь алтарей, поставить на место жертвенники и обеспечить их провизией для жертвоприношений, увеличить доходы персонала, восстановить стражу в прежнее состояние. Они выполнили всё, что царь приказал».

Следует заметить, что описание бури на стеле – явление уникальное для Древнего Египта. Очевидно, мощь и последствия катастрофы были действительно экстраординарными. Е. Дэвис [Davis, 1990] полагает, что она могла быть

результатом проникновения большого количества пепла в атмосферу при Великом Минойском извержении. Написание имени фараона на стеле заставляет датировать её первыми 22 годами его правления. Очевидно, прошло некоторое время между бурей и сооружением стелы. Это позволило Е. Дэвис датировать бурю в интервалах 1550–1528 гг. или 1539–1517 гг. до н.э. [Kitchen, 1987], т.е. согласиться с датировкой извержения, предложенной П.М. Уорреном, хотя И.В. Виноградов [1989] относит время правления Яхмеса I к началу XVI в.

Отголоском того же природного события может быть и фрагмент «Медицинского папируса Херста», относящегося также к началу 18-й династии. В нём сказано: «Точно так же, как Сет проклял Средиземное море, Сет проклянет тебя, о Ханаанская болезнь!». По мнению Г. Гедике [Goedicke, 1986], «проклятие моря» отражает действительное событие, возможно, цунами в связи с землетрясением перед Великим Минойским извержением, проявившимся в городе Аварисе в дельте Нила.

Своеобразным подтверждением отнесения Великого Минойского извержения и предшествующего ему сильнейшего землетрясения ко второй половине XVI в. до н.э. может оказаться древнегреческий миф о Девкалионовом потопе, известный по источникам V в. до н.э. [Фрэзер, 1989] (см. раздел 1.4.2). Миф рассказывает, что Зевс решил истребить людей бронзового века движением гор (землетрясением?) и сильным ливнем, затопившим большую часть Греции. Но Девкалион, предупреждённый своим отцом Прометеем, построил ковчег, в котором с женой Пиррой плавал 9 дней, пока не пристал к высокой горе (Парнасу или Отрису в Фессалии).

Согласно Паросской хронике 265 г. до н.э., это событие имело место в 1530 г. до н.э., что довольно точно совпадает с «низкой» датой Великого Минойского извержения Санторина и предвавшего его сильнейшего землетрясения. Поэтому можно допустить, что миф о потопе, получивший наибольшее распространение в Аттике, т.е. на эгейском побережье Греции, навеян цунами при землетрясении или сильным ливнем, вызванным извержением, хотя окончательная версия мифа, вероятно, сформировалась не без влияния семитов, познакомивших греков с месопотамской легендой о потопе.

Таким образом, историко-археологическое датирование Великого Минойского извержения не дало однозначного результата, оставив примерно столетнее расхождение между «высокой» и «низкой» хронологиями. Более убедительными выглядят, однако, аргументы в пользу «низкой» хронологии, датирующей извержение второй половиной XVI в. до н.э.

Среди радиоуглеродных датировок Великого Минойского извержения наиболее информативны даты образцов из Акротири. Уже первые выполненные определения, хотя и дали значительный разброс и отчасти совпали с историко-археологическими датами «низкой» хронологии, в целом показали более древний возраст, согласующийся с «высокой» хронологией [Renfrew, 1990; Kuniholm, 1990; Manning, 1990]. Возникшее противоречие между радиоуглеродными определениями и наиболее убедительными историко-археологическими данными побудило продолжить исследования, обратив особое внимание на точность получаемых результатов, а именно на представительный отбор образцов, их очистку от искажающих примесей, методику определения и корректность интерпретации.

Представительность проб, помимо их количества и разнообразия, обеспечивалась прежде всего отбором лишь того материала, который представлял отрезок времени непосредственно перед извержением или, по крайней мере, предшествовавшим ему землетрясением. Лучше всего для этой цели подходили ос-

тачки растительной пищи, брошенные обитателями непосредственно перед катастрофой. Предпочтение отдавалось остаткам однолетних растений: вики, ячменя, бобовых, чечевицы, плодов инжира [Nelson et al., 1990; Housley et al., 1990; Hubberten et al., 1990], хотя в одной группе определений использовались кроме того остатки тамариска с 10-летними кольцами роста [Friedrich et al., 1990].

Определения были выполнены в Радиоуглеродной лаборатории Копенгагена [Friedrich et al., 1990], Оксфордском университете Великобритании [Housley et al., 1990], Пенсильванском университете США и Университете Симона Фрейзера Канады [Nelson et al., 1990], а также в Германии [Hubberten et al., 1990]. Высокая разрешающая способность измерительной аппаратуры позволяла обходиться весьма малыми пробами, иногда даже отдельными зёрнами растений, подвергая их индивидуальной очистке. На методику последней, особенно удаление загрязнений, обращалось особое внимание. Предпочтение отдавалось разделённым образцам, параллельно исследовавшимся в разных лабораториях. Когда обнаружилось, что удаление загрязняющего углерода по методике, использованной в Университете Симона Фрейзера, дало омоложение возраста проб, в Оксфорде была выполнена серия измерений по той же методике и она также дала омоложение очищенного остатка до 50 лет, что было использовано в окончательной интерпретации результатов.

При интерпретации результатов рассчитывались средневзвешенные значения, представлявшие ряд измерений. Перевод радиоуглеродных дат в календарные годы осуществлялся с помощью калибровочной кривой, причём в последних определениях использовался её уточненный вариант [Pearson, Stuiver, 1986].

Всего было получено более 100 определений. Они дали следующие результаты. Средневзвешенное значение радиоуглеродных возрастов 26 ранее выполненных определений Пенсильванского университета и Копенгагенской лаборатории – 3367 ± 13 лет [Nelson et al., 1990]. Четыре новых определения Копенгагенской лаборатории дали средневзвешенное значение 3355 ± 32 , что после калибровки соответствует в интервале доверия σ_1 календарному возрасту 1690–1625 гг. до н.э. и в интервале σ_2 – 1740–1530 гг. [Friedrich et al., 1990]. Средний календарный возраст этих образцов – около 1675 г. до н.э. Одиннадцать определений германской лаборатории показали средневзвешенное значение 3355 ± 32 лет, что после калибровки [Pearson, Stuiver, 1986] дало средний календарный возраст 1675 г. до н.э., причём очень мало определений указывало на возраст 1550–1450 гг., а большинство соответствовало 1700–1630 гг. (табл. 6) [Hubberten et al., 1990].

Сотрудники Университета Симона Фрейзера [Nelson et al., 1990] отобрали 14 проб. Из них было получено 40 образцов, по которым выполнено 70 определений. 51 определение было признано достаточно надёжным для оценки возраста. Для них применялись разные методы очистки. Стандартная методика дала средневзвешенный радиоуглеродный возраст 3350 ± 50 лет, что в среднем соответствует 1645 г. до н.э. Последовательно применявшиеся два других метода дополнительной очистки внесли мало изменений, хотя в целом несколько удревели радиоуглеродный возраст, так что средневзвешенное значение всех выполненных определений оказалось равным 3380 ± 10 лет, что соответствует XVII в. до н.э.

Сотрудники Оксфордского университета [Housley et al., 1990] разделили отобранные образцы на две группы. Первая группа (11 образцов) была проанализирована с использованием стандартной методики очистки. Образцы дали радиоуглеродный возраст 3240–3460 лет при средневзвешенном значении 3357 ± 21 . Вторая группа (4 образца) подверглась дополнительной очистке от

Таблица 6. Результаты радиоуглеродного датирования объектов из Акротири, Санторин [Hubberten et al., 1990]

№ (Гей-дельберг)	Описание образца	Дата ^{14}C	Калибр. до н.э. σ_1	Калибр. до н.э. σ_1 (%)
7092–6795	West-House, 23-9-76, Room 5, Ground Floor, S-ern wall, Peas N 2 from jar 1	3360±60	1740–1540	1740–1600 (90%)
7155–6815	West-House, 14-9-77, Room 5, Ground Floor, 2	3470±45	1880–1740	1790–1740 (36%); 1830–1790 (34%); 1880–1840 (30%)
7156–6820	West-House, 9-10-79, Room 35,6; бесформенный органический материал	3310±110	1740–1460	1730–1490 (97%)
7157–6824	West-House, 14-9-77, Room 5, Ground Floor, 2, 2 bottles	3360±40	1730–1610	1690–1620 (75%); 1730–1710 (19%)
7158–6825	8, 30-10-70, covered by a river (\pm soil, silt, pumice). Behind the dolphins table	3300±40	1690–1520	1630–1530 (91%)
7159–6844	Arvanitis 1, 13-8-69, Jar 9, Stone room with jars 3/3	3380±40	1740–1620	1740–1680 (54%); 1670–1630 (46%)
7160–6845	Ladies room, 25-10-71, Kados of Treasure N 4	3310±60	1690–1520	1640–1530 (82%)
7161–6867	Bronos 1a, 10-69, Fire-place	3880±80	2470–2230	2470–2330 (92%)
7162–6868	Eastern 8, 30-10-70, in a jar, Catalogue N 2540, covered by a river	3520±80	2010–1740	1950– 1740 (93%)
6059–7967	Akrotiri 6, grains	3140±70	1495–1320	1500– 1370 (87%)
6058–5519	Akrotiri 6, grains	3490±80	1920–1690	1920– 1730 (94%)

подвижной фракции, признанной загрязняющей, по методике, предложенной Университетом Симона Фрейзера. Разделив «загрязняющую» фракцию и очищенный остаток, получили для них соответственно радиоуглеродные возрасты 3442 ± 38 и 3300 ± 30 лет. Если признать последний действительно соответствующим возрасту события, оно произошло (при калибровке по кривой [Pearson, Stuiver, 1986]) в интервале от 1622/1586 до 1578/1526 гг. до н.э. Учитывая то обстоятельство, что результат оказался моложе возраста образцов, прошедших стандартную обработку, исследователи сочли допустимым систематическое удревнение стандартных определений примерно на 25 лет. Внеся соответствующую коррекцию, авторы получили средневзвешенное значение для скорректированных определений первой группы и очищенного остатка второй группы – 3325 ± 30 лет. После калибровки это дало на уровне σ_1 (с вероятностью 68%) ряд календарных возрастов от 1674/1606 до 1554/1534 гг. до н.э., причём вероятность того, что извержение произошло в XVII в. составило 70 %, а в XVI в. – лишь 30 %.

Итак, полученные значения радиоуглеродного возраста образцов, представляющих время непосредственно перед Великим Минойским извержением или предшествовавшим ему землетрясением, дали широкий разброс. Если исклю-

чить особенно древние значения, возможно, завышенные или представляющие более раннюю стадию жизни города, большинство определений допускают как «высокую», так и «низкую» хронологию. Однако более вероятным по средне-взвешенным значениям групп определений представляется отнесение катастрофы ко второй половине XVII в. до н.э.

Результаты радиоуглеродного датирования Великого Минойского извержения получили косвенное подтверждение в других частях света. В керне льда скважины Dye3, пробуренной в ледниковом щите на юге Гренландии, был обнаружен сильный сигнал кислого вулканизма. Сигнал представлен аномалией содержания изотопа ^{18}O , присутствием нерастворимой пыли и кислотностью льда, выраженной заметной концентрацией H_2SO_4 , HCl и HF [Hammer, Clausen, 1990]. Подсчитанный возраст аномального ледяного слоя – 1645 ±1644 гг. до н.э. Максимальная возможная ошибка ±20 лет. Между 1900 и 1300 гг. до н.э. другого подобного сигнала не зарегистрировано. Сигнал приписан пеплово-газовому облаку, проникшему в атмосферу при Великом Минойском извержении.

Среди колец роста одного из долгоживущих видов калифорнийской сосны обнаружены редуцированные кольца, возможно, отражающее резкое похолодание, датированное 1626 (1627) г. до н.э. [LaMarche, Hirschboeck, 1984]. Дубы Ирландии показали такую же аномалию, начавшуюся немного раньше 1624 г. до н.э. (около 1628 г.) и продолжавшуюся несколько лет [Baillie, 1990]. Такие же аномально узкие кольца роста дубов обнаружены в Великобритании (Хашолм, 1620-е годы) и разных районах Германии (в течение нескольких лет после 1628 г.) [Baillie, 1990]. Возможная ошибка измерений возраста, по оценкам специалистов, не превышает первых десятилетий. Редукция колец роста связывается с глобальным похолоданием, обусловленным проникновением в атмосферу продуктов Великого Минойского извержения. Подобные похолодания отмечались и при других крупных извержениях, например, извержении Тамбора 1815 г. в Индонезии. Показательны в связи с этим свидетельства китайских источников, отметивших «желтый дым, затуманенное солнце и заморозок в июле» в начале правления династии Шань; начало её правления датируется 1618 г. [Kuniholm, 1990] или примерно 1600 г. до н.э. [Pang, Chou, 1985].

Выявлены и другие периоды столь же аномального сужения колец роста дубов: примерно в 1159 г. до н.э. и 207 г. до н.э. Последнему соответствует похолодание в Калифорнии в 206 г. до н.э., отмеченное В. ЛаМарчем по кольцам роста. В Китае на это время приходится потускнение звёзд (208 г. до н.э.), голод 207–204 гг. и смена династий в 203 г. [Baillie, 1990].

Казалось бы, приведённые радиоуглеродные данные и сопоставления не оставляют сомнений в том, что Великое Минойское извержение произошло во второй половине XVII в. или, самое позднее, около 1600 г. до н.э. Однако такая датировка встречает серьёзные возражения. Они касаются как сопоставления извержения с явлениями в других частях света, так и интерпретации самих радиоуглеродных определений.

Вполне допуская, что выявленный эпизод глобального похолодания и кислый слой во льду Гренландии связаны с неким сильнейшим извержением, совсем не обязательно отождествлять его с Великим Минойским извержением Санторина, тем более что количество извергнутого им материала, как недавно было установлено, оказалось существенно меньшим, чем предполагалось вначале [Sbrana, Vougioukalakis, 1996]. Выявлены и другие «претенденты» на то, чтобы создать подобный эффект. Один из них – извержение Авелино Пра-Везувия. Прежние валовые пробы палеопочвы под продуктами этого извержения дали радиоуглеродный возраст 3700–3800 лет. Однако позднейшие работы по-

казали, что возраст угля и палеопочвы, которые можно считать непосредственно предшествовавшими извержению, составляет 3340 ± 30 лет [Nelson et al., 1990], т.е. близок к возрасту образцов из Акротири. Учитывая такую разницу между прежними и новыми радиоуглеродными определениями, следует обратить внимание также на извержение горы Св. Елены в штате Вашингтон, для которого радиоуглеродный возраст около 3500 лет был получен при анализе образцов подстилающих почвы и торфа.

Особый интерес вызывают данные И.В. Мелекесцева и Т.П. Миллера [1997] о грандиозном извержении Аниакчак на Аляске, при котором образовалась кальдера обрушения диаметров около 10 км – почти того же размера, что и кальдера Санторина, возникшая около 21 тыс. лет назад и обновленная при Великом Минойском извержении. В ходе извержения Аниакчак произошёл выброс дацитовый пирокластикой объёмом $40\text{--}50$ км³ (в пересчёте на плотную породу). Это значительно больше, чем при Великом Минойском извержении. Эксплозивный индекс (VEI) извержения Аниакчак (>6) лишь немногим уступает индексу извержения Феры (6,9 [Pyle, 1990]).

Имеются девять радиоуглеродных дат извержения Аниакчак [Miller, Smith, 1987]. Наиболее представительны по материалу и удалённости от вулкана, исключающей возможность заражения вулканическим CO₂, две даты: древесного угля в основании туфа этого извержения – 3350 ± 200 лет (при калибровке соответствует примерно 1660 г. до н.э.) и торфа, подстилающего тефру извержения, – 3370 ± 90 лет (калибровочный возраст около 1680 г.). Обе даты достаточно близки по возрасту к кислому сигналу во льду Гренландии и эпизоду похолодания, зарегистрированному в Европе, Калифорнии и Китае. В.И. Мелекесцев и Т.П. Миллер [1997] справедливо обращают внимание на то, что кальдера Аниакчак гораздо ближе к Гренландии по направлению преимущественного стратосферного переноса пепла и аэрозолей, чем Санторин, и расположена лишь на $8,3^\circ$ южнее скважины Dye3. Выбросы Аниакчака быстро могли достигнуть Гренландии, тогда как выбросам Санторина для этого пришлось бы почти дважды обогнуть земной шар. Сказанное делает извержение Аниакчак наиболее вероятным источником кислотной аномалии во льду Гренландии и, возможно, эпизода похолодания, проявившегося в кольцах роста деревьев.

Что же касается надёжности радиоуглеродного датирования Великого Минойского извержения в Акротири, то следует иметь в виду два обстоятельства. Пробы растительного происхождения могли быть заражены «мертвым» вулканическим CO₂, попавшим в растения на стадии фотосинтеза. По данным Л.Д. Сулержицкого [Sulerzhitzky, 1970], на о-вах Кунашир и Симушир (Курилы) такая заражённость существенно удвинула возраст проб на расстояниях до 2 км от вулканов. Семь образцов современных растений из области Эйфель в Германии показали, что вулканический CO₂ сказывается на расстояниях до нескольких сот метров от источника [Hubberten et al., 1990].

Однако 36 газовых проб и образцов известняка и растений с островов Палеа и Неа Камени показали, что сейчас влияние вулканического CO₂ Санторина проявляется лишь в непосредственной близости от его источников [Hubberten et al., 1990]. Тем не менее можно допустить, что накануне Великого Минойского извержения выделение вулканического CO₂ в районе Акротири, расположенного на гребне кальдеры, было более интенсивным, чем сейчас, и все растения были в большей или меньшей степени заражены этим газом. Растения, остатки которых из Акротири подверглись радиоуглеродному анализу, вероятно, произрастали в разных частях острова и могли быть заражёнными в разной степени. Это может отчасти объяснить большой разброс полученных дат.

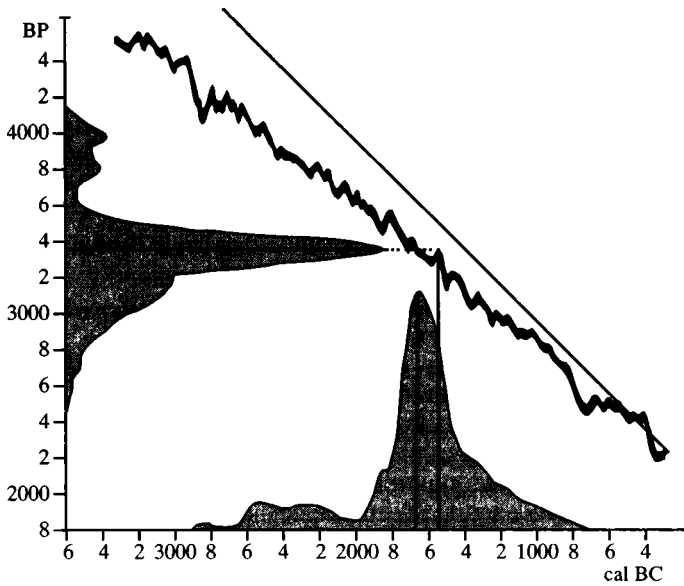


Рис. 102. Диаграмма сопоставления радиоуглеродных и калиброванных дат Великого Минойского извержения с использованием калибровочной кривой Г. Пирсона и М. Стьювера [Weninger, 1990]

Fig. 102. Correlation of the radiocarbon and calibrated dates of the Great Minoan eruption with using of the Pearson and Stuiver's [1986] calibrating curve [Weninger, 1990]

И.В. Мелекесцев и Т.П. Миллер [1997] допускают также возможность сухой возгонки органики из подстиляющей почвы под действием тепла, аккумулированного в мощной толще пирокластики. При этом залегающий непосредственно под ней древесный уголь и другие растительные остатки выступают в качестве сорбента. По данным И.В. Мелекесцева, пример извержения вулкана Безымянный на Камчатке в 1956 г. показал удревание таким способом возраста обугленной древесины на несколько столетий по сравнению с возрастом извержения.

Наряду с отмеченными факторами может существовать и общий источник ошибок радиоуглеродного датирования Великого Минойского извержения, обусловленный особенностями используемой калибровочной кривой [Pearson, Stuiver, 1986]. Обратив на это внимание, Б. Венингер [Weninger, 1990] попытался объяснить ими не только расхождение между археологическими и радиоуглеродными датами Санторина, но и поразительное противоречие в египетской хронологии. Средневзвешенное значение шести радиоуглеродных определений возраста погребальной лодки фараона Сесостриса III (1878–1843 гг. до н.э.) – 3593 ± 29 лет, что соответствует календарному 1955 ± 55 г. до н.э. Время правления Сесостриса III фиксируется точно, поскольку 7-й год его правления отмечен восхождением Сириуса, которое было в 1872 г. до н.э. [Smith, 1964]. Конечно, вполне возможно, что это расхождение объясняется древностью дерева лодки. Но возможно и другое. Участки калибровочной кривой около 1850 г. и в районе 1550 г. до н.э. характеризуются резкими «всплесками», которые могли исказить «нормальный» перевод радиоуглеродных дат в календарные. На рис. 102 представлена двумерная гистограмма Б. Венингера, где по оси ординат показана совокупность радиоуглеродных дат Акротири, а по оси абсцисс – их

принятое календарное соответствие. Но если допустить, что календарные даты должны определяться не по основному тренду кривой, а по «всплеску» в районе 1550 г., то их возраст как раз и сместится в область этого всплеска, т.е. станет соответствовать «низкой» хронологии.

Таким образом, вопрос о «высокой» или «низкой» дате Великого Минойского извержения остается открытым. Тем не менее, нам представляется, что аргументов в пользу «низкой» даты, т.е. второй половины XVI в., больше, чем в пользу «высокой» даты, т.е. второй половины XVII в. до н.э.

4.4.4. Великое Минойское извержение и Эгейский мир

Крит был заселён в VII тысячелетии до н.э. народом неолитической культуры, вероятно, приплывшим из Малой Азии. Позднее их могли дополнить выходцы из Северной Африки и материковой Греции [Молчанов, 1980]. Сначала они жили в пещерах. Позднее получили распространение дома из сырцового кирпича на каменных фундаментах, укрепленные в антисейсмических целях деревянными связками. Население занималось разными видами сельского хозяйства, но своеобразие сложившейся культуре придавали мореходство, рыболовство и другие морские промыслы. Широко использовался лес, позднее ставший одним из источников экспорта.

В первые века III тысячелетия до н.э. осуществляется переход к бронзовому веку и складывается своеобразная культура, названная А. Эвансом минойской по имени легендарного царя Миноса, правившего страной согласно древнегреческим мифам (некоторые историки полагают, что Минос – фамилия правящей династии или титул типа египетского фараона). А. Эванс [Evans, 1902, 1930, 1935] выделил в этой культуре три периода: раннеминойский (EM, около 2800–1900 гг.), среднеминойский (MM, 1900–1700 гг.) и позднеминойский (LM, 1700–1100 гг. до н.э.). Каждый из периодов был разделён на фазы.

Тип раннеминойских жилищ, унаследованный от неолита, претерпел усложнение. Дома стали больше, иногда двух- и трёхэтажными; появились световые колодцы. Вместе с тем существенного социального неравенства в характере построек не отмечается. Об этом же свидетельствуют обширные родовые захоронения в виде округлых построек диаметром около 10 м, где столетиями хоронили представителей одного клана. Такое сооружение было обнаружено, например, в Миртосе возле поселения, существовавшего примерно с 2600 по 2200 гг. до н.э.

В среднеминойский период появляются дворцовые комплексы, обнаруженные в Кноссе, Фесте, Маллии, Закросе и других местах. Каждый из таких дворцов – это множество помещений, парадных, жилых, культовых и хозяйственных, включая мастерские ремесленников и разнообразные кладовые. Они связаны переходами и лестницами. В крупнейшем Кносском дворце, отождествляемом с Лабиринтом древнегреческих мифов и занимавшем площадь более 1,5 га, все эти постройки органично группируются вокруг центрального двора – возможного места больших религиозных церемоний или народного собрания. Строительство дворцов предполагает обособление правителей и окружавшей их знати от основного населения – земледельцев и ремесленников.

Многочисленные поступления продуктов питания и других изделий населения, натуральная оплата труда ремесленников, строительные и другие повинности, международная меновая торговля излишками продовольствия и ремесленных изделий требовали строгого учёта ранжированной армией чиновников. Необходимость учёта привела к возникновению письменности. Она проделала обычный для подобных культур путь от рисунков конкретных предметов (пик-

тограмм) к словесным иероглифическим изображениям определённых предметов и понятий, и, наконец, ограниченному набору слоговых знаков – силлабограмм, использовавших лишь первый слог прежнего словесного символа.

Этот набор, по-видимому, содержал не более 60–70 символов, что объяснялось особенностями минойского языка, пока не отождествлённого ни с одним известным языком: в минойском языке существовали лишь слоги, состоявшие из гласных или согласных с последующими гласными, но отсутствовали sdвоенные согласные или слоги с согласной на конце [Молчанов, 1980]. Постепенное упрощение написания привело к распространению преимущественно слогового линейного письма А, хотя до конца среднеминойского периода с ним сосуществовало иероглифическое словесно-слоговое письмо, представленное, например, текстом так называемого фестского диска.

Таким образом, на рубеже ранне- и среднеминойского периодов на Крите сложилось раннеклассовое общество, в котором богатая правящая верхушка пользовалась продуктами труда земледельцев и ремесленников. Не следует думать, что такая эксплуатация непременно была принудительной. Сложившиеся на Крите раннегосударственные объединения скорее всего имели теократический характер, т.е. правители гражданские были и верховными жрецами [Андреев, 1989]. Натуральные и трудовые повинности населения в пользу дворца – центрального святилища вполне могли быть добровольным «богоугодным» делом. К тому же, это была своеобразная страховка на случай неурожая или стихийного бедствия и форма перераспределения продуктов производства между тружениками (обеспечения ремесленников питанием, а земледельцев ремесленными изделиями).

До конца среднеминойского периода государственные объединения, группировавшиеся вокруг дворцов, вероятно, оставались независимыми друг от друга. На это могут указывать найденные археологами остатки сторожевых башен и постов на подступах к дворцам и крепостные стены вокруг дворцового комплекса в Маллии. Косвенным свидетельством в пользу независимости может быть и фестский диск, если верна его интерпретация как коллективного договора между разными правителями Крита [Молчанов, 1980].

Насколько позволяет судить точность датирования, большинство известных среднеминойских дворцов были разрушены одновременно, вероятно, катастрофическим землетрясением. На их месте были возведены дворцы позднеминойского периода, ещё более величественные. Выделяется Кносский дворец, правители которого в начале позднеминойского периода (LM-IA), по-видимому, подчинили себе остальных критских правителей. Об этом свидетельствует сеть дорог, созданных на всей обитаемой территории острова.

Великолепие Кносского дворца – не только в его размерах. Здесь нашли воплощение многие технические и культурные достижения минойской цивилизации. Освещение и вентиляция помещений дворца обеспечивались световыми колодцами, окнами, лоджиями и террасами, на которые выходили внутренние покои. Кровля залов и лоджий поддерживалась колоннами. Были созданы водопровод и система канализации, обеспечивавшая сток бассейнов, ванн и туалетов. Залы, переходы и покои дворца были украшены великолепными фресками с реалистичными картинами природы, растительными и животными орнаментами, сценами религиозной и светской жизни обитателей дворца. Отсутствуют изображения правителей, сражений и сцен охоты. Всё указывает на мир, безмятежность и благополучие. О них свидетельствуют и разнообразные предметы обихода и изысканная керамика стиля «камарес», пользовавшаяся спросом в других странах.

Своеобразна знаменитая фреска игры с быком. По-видимому, она была отражением религиозного культа. Религия пронизывала все сферы жизни. Насколько позволяют судить археологические находки, главным объектом религиозного поклонения была великая богиня – мать-прародительница, владычица, божество плодородия. Известна она и в грозном обличе Горгоны с волосами в виде извивающихся змей. Но главным воплощением разрушительных сил природы – землетрясений, штормов, цунами, представлявших большую и часто напоминавшую о себе опасность для жителей Крита, вероятно, было мужское божество, воплощавшееся в образе могучего и свирепого быка. Отражением его культа были не только упомянутая фреска, но и многие архитектурные детали. На некоторых минойских печатях бог-бык изображён в виде человека с бычьей головой [Андреев, 1989], что вызывает в памяти древнегреческий миф о Минотавре.

Найдены несомненные признаки человеческих жертвоприношений, а П.М. Уоррен обнаружил в подвале здания к северо-западу от Кносса даже свидетельства ритуального каннибализма. Жертвами были дети и молодые люди. Совершались ли подобные ритуалы лишь ввиду признаков надвигающейся катастрофы или были более обычными «превентивными» мерами, неясно. Археологи Я. и Э. Сакелларакис обнаружили под обломками святилища в Аменоспилии в нескольких километрах к югу от Кносса связанную жертву и жрецов, приготовившихся к жертвоприношению. Все они погибли при катастрофическом землетрясении, возможно, именно том, которое непосредственно предшествовало Великому Минойскому извержению. Я. и Э. Сакелларакис склоняются к первой точке зрения, тогда как П.М. Уоррен считает вполне допустимой вторую. Как бы то ни было, подобный ритуал вновь воскрешает миф о Минотавре, согласно которому он пожирал молодых людей, поставлявшихся Афинами Миносу в качестве дани.

Дань, которую должны были платить Афины, ставит вопрос о взаимоотношениях Кносской державы с другими обитателями Эгейского мира. Влияние минойской культуры распространилось на многие острова Эгейского региона. Оно выявляется археологическими находками на Кикладах, Мелосе, Фере, Косе, Родосе и Кипре, а также на малоазиатском побережье вблизи Милета, локальные культуры которых без труда коррелируют с минойской культурой. Значительные следы минойского влияния видны и в микенской культуре материковой Греции этого периода.

Начиная по меньшей мере со среднеминойской эпохи критский флот осуществлял регулярное сообщение и торговлю со странами Эгейского региона и Восточным Средиземноморьем и поддерживал сеть минойских торговых постов и поселений на этих территориях. Едва ли это осуществлялось повсеместно без военного давления. Древнегреческий историк Фукидид (V в. до н.э.) писал, что Минос «приобрел господство над большей частью нынешнего Эллинского моря. Он стал владыкой Кикладских островов и первым основателем колоний на большинстве из них, а, изгнав карийцев, поставил там правителями своих сыновей. Он же начал и истреблять морских разбойников, чтобы увеличить свои доходы, насколько это было в его силах» [Удивительные эгейские царства, 1997].

Торговые контакты Минойской державы распространялись ещё шире, вплоть до Месопотамии и Пиренеев. Важнейшими торговыми партнёрами Крита были государства сирийско-финикийского побережья и Египет. Крит экспортировал продукты питания и прежде всего оливковое масло, а также керамику, благовония, ювелирные и другие ремесленные изделия и, вероятно, лес. Соответственно на Крит поступали медь и олово (вероятно, в основном с Кипра и не-

которых Эгейских островов), ценные породы камня (с островов Эгейского моря и Пелопоннеса), пурпур и слоновая кость (из Сирии), золото, серебро, алебастр, льняные ткани и ювелирные украшения (из Египта).

Таким образом, в начале позднеминойского периода (эпоха LM-IA) сформировалась мощная Минойская держава, не только объединившая под властью кносских правителей весь Крит, но и распространявшая свое влияние и, вероятно, административную власть на значительную часть Эгейского региона и ахейских городов-государств материковой Греции. Опорой безопасности, могущества и благосостояния Минойского государства был мощный военный и торговый флот, господствовавший в Эгейском регионе и способный к достаточно удалённым регулярным плаваниям. Именно контролем морских сообщений можно объяснить тот факт, что минойские дворцы этого времени и прежде всего Кносс были лишены оборонительных укреплений, хотя, как показывают результаты раскопок, минойцы владели всеми видами современного оружия. В таких условиях моряки должны были пользоваться особым почётом и уважением. Возможно, именно их отражает одна из фресок Акротири, где изображена процессия горожан, встречающих прибывшие в залив корабли.

Господство и влияние кносских правителей, видимые проявления сложившегося образа жизни сохранялись и в последующую эпоху LM-IB. Именно к этому времени относятся свидетельства дипломатических контактов Минойской державы и Египта как равноправных партнеров, обнаруженные на изображениях времени правления фараона Тутмоса III (1504–1450 гг. до н.э.), и указания на деловые отношения с Кефтиу (так египтяне называли минойцев) в записях примерно 1500 г. до н.э.

Но внезапно Минойская держава рухнула. Во всех дворцах и крупных поселениях Крита обнаружены следы разрушения, разгрома и пожара, датируемые 1470–1450 гг. до н.э. На Крите утверждается господство ахейцев. Из всех разрушенных дворцов лишь Кносс был восстановлен и использовался новыми хозяевами. Это было завоевание, которому, по мнению некоторых исследователей, предшествовали внутренние раздоры, восстание угнетённого населения или сильное землетрясение. Смена власти была настолько существенной, что изменился даже язык дворцовых записей. Завоеватели пользовались линейным письмом В, которое, как выяснилось [Ventris, Chadwick, 1973], явилось приспособлением прежней письменности для передачи архаичного греческого (ахейского) языка.

Греки-ахейцы вторглись на территорию Греции с севера в конце III тысячелетия до н.э., существенно потеснив и частично истребив прежних обитателей – пеласгов, возможно, родственных минойцам [Андреев, 1989]. На базе местных культур эпохи энеолита и ранней бронзы и под сильным влиянием минойской цивилизации ахейцы сформировали своеобразную микенскую культуру. Её развитие наиболее исследовано в Микенах – крупнейшем и типичном поселении этой культуры, где постепенно сложилось примитивное государство во главе с царским родом, резко обособленным от основной массы населения. Рост социального неравенства фиксируется сравнением инвентаря погребений относительно скромных ранних царских могил «круга Б» (самые ранние из них датируются второй половиной XVII в. до н.э.) с открытыми Г. Шлиманом богатыми «шахтными гробницами» XVI в. до н.э. [Андреев, 1989].

Микенская культура достигла наивысшего расцвета в XV в., когда она охватила весь Пелопоннес, Центральную Грецию и значительную часть Северной Греции (Фессалии). Однако и в эту эпоху и позднее, после крушения Минойской державы, микенские города-государства, по-видимому, не объединялись адми-

нистративно и даже враждовали друг с другом. Об этом свидетельствуют серьёзные укрепления городов и следы их разрушений, далеко не всегда связанных с землетрясениями. Вместе с тем они могли объединяться перед лицом общего врага, как это было во время Троянской войны (в первой половине XIII в., согласно археологическим данным, отождествляющим «гомеровскую» Трои со слоем Троя VIIa), когда союзным ахейским войском предводительствовал царь Микен Агамемнон. Возможно, победа над минойцами была достигнута такими же союзными усилиями.

С разгромом Минойской державы ахейцы распространили свою власть на весь Эгейский регион и перехватили прежние торговые контакты минойцев. В своей захватнической политике они пошли дальше, развязав Троянскую войну за влияние на западе Малой Азии. В одном из поздних документов Хеттского царства XIII в. до н.э. Аххиява (одно из ахейских государств на западе Малой Азии или островах) поставлено в один ряд с сильнейшими державами той эпохи [Андреев, 1989].

Господство микенцев в Кносском дворце закончилось около 1380 г. до н.э., когда дворец погиб в пожаре. Неясно, было ли это результатом землетрясения, внутренних раздоров или очередного вторжения с материка. Оно знаменовало окончательную гибель минойской культуры, после которой Крит стал периферией Греко-Эгейского мира. Однако ахейское владычество продолжалось, и новые властители даже участвовали в Троянской войне на стороне греков.

Прежние исследователи минойской цивилизации датировали Великое Минойское извержение первой половиной XV в. до н.э. и полагали, что оно явилось непосредственной причиной крушения Минойской державы, вызвав массовую гибель населения, разрушения, гибель флота и тем самым сделав Крит лёгкой добычей для ахейских завоевателей [Marinatos, 1939]. Это мнение получило широкое распространение и в российской литературе [Андреев, 1989; Милановский, 1988, 1996; Резанов, 1972, 1988]. Позднее, однако, выяснилось, что извержение и непосредственно предшествовавшее ему сильное землетрясение произошли раньше падения Минойской державы и отделено от него эпохой LM-IB, которая даже по последнему варианту «низкой» хронологии (она представляется нам более реальной, чем «высокая») продолжалась 50–100 лет [Warten, 1990]. Можно ли говорить в таком случае о каком бы то ни было влиянии этой природной катастрофы на судьбу минойской цивилизации? Нам кажется, что можно.

В результате катастрофы погиб город Акротири на подвластной Кносу Фере, а он был важным портом на трассах морских сообщений минойцев. Были разрушены поселения на Косе и Родосе, и есть достаточно убедительные свидетельства того, что в Трианде на Родосе были многочисленные жертвы, население существенно сократилось и восстановленный город вплоть до ахейских завоеваний так и не достиг прежних размеров [Marketou, 1990]. Тем самым ослабели форпосты минойцев на пути в Восточное Средиземноморье.

Обнаружены следы пеплопада и значительных сейсмических разрушений в разных частях самого Крита. Это не могло не сопровождаться гибелью людей как непосредственно в результате катастрофы, так и от её косвенных последствий в виде падежа скота. Вероятно, пострадал и минойский флот от возможного цунами. В разрушенном Кносском дворце так и не была восстановлена вплоть до вторжения ахейцев (и, тем более, позднее) знаменитая канализационная система. Всё это указывает на то, что экономика Минойской державы и, вероятно, численность населения существенно пострадали от Великой Минойской катастрофы.

Продолжение в таких условиях прежней экспансионистской политики, содержание поселений и постов на обширной подвластной территории, не прекращавшаяся в течение десятилетий война с ахейцами-микенцами привели в конечном счёте к истощению Минойской державы и определили исход войны в пользу её противников. Их вторжение было жестоким и разрушительным для минойской цивилизации. После этого удара она так и не возродилась, но оставила заметный след в культуре завоевателей и через них оказала влияние на культуру классической античной Греции. Таким образом, хотя Великая Минойская катастрофа и не явилась непосредственной причиной гибели цивилизации, она повлияла на её последующее крушение в сочетании с политическими и социальными причинами.

В заключение хотелось бы прокомментировать распространённое мнение о том, что сведения о Великом Минойском извержении послужили основой для легенды Платона о гибели Атлантиды, содержащейся в его диалогах «Тимей и Критий». Впервые идею, что Атлантида могла находиться в Эгейском море, высказал Л.С. Берг [1928]. Позднее её конкретно отождествили с Санторином или Минойской державой в целом, а гибель связали с Великим Минойским извержением [Maginatos, 1939; Резанов, 1972, 1988; Милановский, 1988, 1996]. В тексте Платона можно найти достаточно параллелей для такого сопоставления, хотя он относил гибель Атлантиды к гораздо более древним, исторически неоправданным временам. Это и свидетельства высокого уровня цивилизации, и указания на многолетнюю войну с греками, и описание кольцевого устройства центрального города-порта, в котором усматривается сходство с кальдерой Санто-рина, и наконец само описание природной катастрофы, постигшей Атлантиду. Всё это делает отождествление гибели Атлантиды с Великим Минойским извержением вполне обоснованным.

ВЗАИМОДЕЙСТВИЕ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ И ИСТОРИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ

Глава 5

ВЗАИМОДЕЙСТВИЕ ПРИРОДНЫХ ПРОЦЕССОВ В РАМКАХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ СИСТЕМ И ИХ ВЛИЯНИЕ НА ЖИЗНЬ И ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ ЛЮДЕЙ

Для исследования причин новейшего и, в частности, активного тектогенеза В.С. Пономарёв и В.Г. Трифонов [1987; Трифонов, Пономарёв, 1990] ввели понятие тектодинамической, или тектонической, системы. Это совокупность природных процессов, взаимосвязанных в определённом объёме геологической среды и прямо или косвенно приводящих к движению литосферы и развитию в ней тектонических структур. С другой стороны, тектонические системы – это системы структурных напряжений, возникающие на разных уровнях организации геологической среды при нарушении равновесного состояния по любому из параметров, характеризующих систему как термодинамическую. Мерой ранга тектонической системы служит размер области, в которой замыкаются структурные связи между элементами системы. В этом смысле можно говорить о системах глобальной и локальных разных рангов.

В рамках тектонических систем развиваются и взаимодействуют активные разломы и другие проявления активной тектоники и обусловленных ею сейсмичности и вулканизма. Определённым образом связан с тектоникой и климат. Нам представляется, что эта связь, особенно, когда речь идет о сравнительно кратковременных изменениях, парагенетическая, а не генетическая. Иначе говоря, корреляция между ними определяется главным образом тем, что как климатические изменения, так и неравномерность тектонических проявлений отчасти обусловлены действием глобально-астрономических факторов – изменений параметров вращения Земли и солнечной активности (см. раздел 7.4). Вместе с тем во «Введении» были отмечены новейшие геодинамические процессы, вызывающие климатические изменения. Наряду с такой прямой генетической связью есть и обратная: климатические условия влияют на интенсивность эрозии и характер седиментации, что сказывается на интенсивности проявлений изостатической и отчасти гравитационной тектоники. В условиях оледенений возникают специфические проявления гляциотектоники, а при смене ледниковых и межледниковых эпох возникает своеобразная форма изостатической тектоники – гляциоизостазия. Впрочем, в рассматриваемом регионе проявления гляциотектоники и гляциоизостазии минимальны, хотя последняя могла оказать влияние на темпы четвертичного воздымания Тибета (см. раздел 2.5.1).

Подобный системный подход был использован и для анализа неблагоприятных геодинамических воздействий на среду обитания человека [Трифонов,

1990(б)]. Было показано, что современные эндогенные и экзогенные процессы, оказывающие такие воздействия, взаимосвязаны в рамках сложных открытых систем, где определяющими факторами являются параметры геологической среды и особенности новейшей и, прежде всего, активной тектоники. Взаимодействие процессов может приводить, в частности, к тому, что некое геодинамическое явление (например, землетрясение) умеренной силы возбуждает иные процессы и приводит к явлениям (оползневым, гидрогеологическим и т.п.), в сочетании с которыми создаёт эффект природной катастрофы. Пример тому – Гиссарское землетрясение 9 февраля 1989 г. с магнитудой 5,5 в Таджикистане, при котором погибло более 250 человек.

При системном подходе к исследованию влияния геодинамических процессов на жизнедеятельность людей рассматриваются открытые системы, основу которых составляют социальные, технологические, экономические и политические процессы в отдельных человеческих сообществах (культурно-этническая общность, государство, поселение и т.д.), включающие взаимодействие с природной средой. Она в значительной мере определяет характер хозяйственной деятельности и образ жизни. Эти процессы и их производные подвергаются воздействию внешних факторов: взаимоотношений с соседями и природных изменений, в том числе вызываемых геодинамическими процессами. Будем для краткости далее называть системы, определяющие жизнедеятельность людей, социальными.

Воздействие комбинации геодинамических процессов на социальные системы отчетливо проявляется на примере возникновения земледелия в Плодородном полумесяце. Очевидно, что для его обеспечения населению были необходимы, как минимум, следующие условия:

1. Жилища.
2. Приспособления для обработки земли, сбора и сохранения урожая.
3. Надлежащие погодно-климатические условия.
4. Подходящие угодья.
5. Возможность полива в жаркий и сухой сезон.
6. Наличие посадочного материала.

Выполнение первых двух условий было предопределено предыдущим этапом социально-технологического развития, когда в ходе интенсивного собирательства начали возникать стационарные поселения и создаваться необходимый для земледелия инвентарь (серпы с вкладышами, зернотерки, ямы для хранения продуктов и т.п.). Возможно, их дополнила возросшая необходимость в новых источниках питания, обусловленная истощением охотничьих угодий (этот фактор пока представляется проблематичным, поскольку в ряде изученных поселений ранних земледельцев охота оставалась основным источником мяса). Третье условие удовлетворялось потеплением и увлажнением (последнее более существенно в жарком климате Плодородного полумесяца), наступившем в поздне- и послеледниковое время (см. раздел 1.3). В тех местах, где увлажнение происходило недостаточно быстро, как в долине Конья на юге Анатолии, это возмещалось существованием пресного озера, по берегам которого и возникли поселения.

Три остальных условия обеспечила активная тектоника и, прежде всего, система активных разломов и связанных с ними структур, обрамляющая выступ Аравийской плиты [Трифонов, 1999(б)]. Именно им обязаны своим возникновением аллювиальные межгорные долины и предгорные шлейфы, на которых и сейчас почвы вполне пригодны для земледелия. Естественное дождевое орошение дополнялось тем, что хребты, сопряжённые с разломными участками, задерживали циклонические ветры, увеличивая количество осадков. К тому же вдоль разломов располагались постоянные источники подземных

вод, дававшие возможность дополнительного орошения в сухой сезон. Наконец в активных зонах, вероятно, из-за их геохимической специфики, происходили мутагенные изменения диких предков культурных растений, позволявшие первым земледельцам выбрать формы, наиболее продуктивные и пригодные для воспроизведения.

По существу те же факторы, кроме, может быть, семенного материала и первичных навыков земледелия, принесённых мигрантами, действовали и в большинстве соседних регионах, где земледелие возникло и распространилось не без влияния Плодородного полумесяца. Становление и развитие земледелия пришлось там на атлантический оптимум (VI–IV тысячелетия до н.э.) – время наиболее благоприятных климатических условий. В Южной Туркмении древнейшие очаги земледелия [Массон, 1971] сконцентрированы вдоль предгорий Копетдага – зоны Главного Копетдагского разлома, где расположены и современные земледельческие оазисы. Плодородные почвы сочтались там с естественным орошением мелкими, но достаточно полноводными реками и ручьями и источниками подземных вод. Приуроченность древних земледельческих поселений к межгорным долинам и предгорьям, ограниченными активными разломами, отмечается также в Северном Иране [Массон, 1971], Закавказье [Кушнарева, 1993], Греции и Болгарии [Мелларт, 1982].

Комбинированное воздействие климатических изменений и активной тектоники на дальнейшее развитие земледелия можно оценить на примере развития Хорезмского оазиса и Сарыкамышской впадины. Как было показано в разделе 1.2.1, система Арал–Сарыкамыш–Узбой является индикатором климатических изменений в регионе: в эпохи увлажнения происходил подъём уровня воды в обеих впадинах и нередко возобновлялся сток по Узбою, а в эпохи иссушения уровень воды понижался до почти полного исчезновения озёр и сток по Узбою прекращался. Подъём уровня обоих озер фиксируется в конце атлантики (около 3000 г. до н.э.), с середины I тысячелетия до н.э. до III в. н.э., с XIII до начала XVI в., а совместный спад уровня – в первой половине II тысячелетия и, возможно, VIII–VII вв. до н.э. и в III–IX вв. н.э. Такое совпадение понятно, ибо обе впадины наполнялись преимущественно водами Амударьи, имевшей ледниковое питание.

Вместе с тем существовали эпохи, когда на фоне либо относительного увлажнения, либо иссушения сток происходил целиком или главным образом в одну из впадин, а водоём в другой деградировал. Так, в течение бореала сток шёл в Сарыкамыш и по Узбою в Каспий, а в Арале была регрессия. Такая же ситуация существовала в начале атлантики на фоне увлажнения региона и в IX–XI вв. н.э. при довольно сухих условиях. Напротив, со второй половины II до начала I тысячелетий до н.э. и с конца XVI в. н.э. до середины XX в. на фоне относительной аридизации наполнялся Арал.

Наиболее характерный уровень Арала в его трансгрессивные фазы – 50–55 м [Клиге и др., 1998]. Примерно такой же высоты достигал в подобные фазы уровень Сарыкамышского озера. Самая высокая точка в русле Узбая, при достижении которой вода потекла бы по нему из Сарыкамыша в Каспий, – 55 м. Очевидно при таких условиях, что преимущественное наполнение одного из водоёмов в ущерб другому не определялось общим увлажнением, а зависело от функционирования того или иного русла Амударьи. Если рассматривать только природные изменения, исключив эпохи, когда процесс регулировался искусственно (например, предотвращение стока в Сарыкамыш с помощью плотины возле Куня-Ургенча перед монгольским нашествием [Кубасов, Кубасова, 1992]), то они могут показаться случайными, зависевшими от заиливания длительно функционирующих русел.

Однако следует иметь в виду, что при той значительной выровненности рельефа, которая имеет место в низовьях Амударьи, заиливание русел существенно зависит от слабых тектонических подвижек по пересекаемым активным разломам. Здесь выделяются разломы двух направлений – запад-северо-западного и северо-северо-западного до меридионального (см. раздел 2.3). Нарушения первого направления представлены восточным окончанием Центрально-Устюртского разлома и начинающимся юго-восточнее разломом северного ограничения Бухарской ступени, протягивающимся в своей западной части вдоль долины Амударьи. По обоим разломам выявлены молодые вертикальные смещения небольшой амплитуды, причём у первого разлома поднято южное крыло [Никонов, Шолохов, 1995], а у второго северное [Пинхасов, 1984]. По первому, а, возможно, и второму разлому кроме того имел место правый сдвиг.

От участка кулисного подставления этих разломов на северо-северо-запад и далее на север следует разлом с поднятым восточным крылом [Пинхасов, 1984]. Его продолжают в Аральское море и севернее несколько меридиональных сбросов с предполагаемой А.А. Никоновым и В.В. Шолоховым правосдвиговой компонентой смещений, а к югу от него протягиваются небольшие Куняургенчское и Дарьялыкское поднятия фундамента. Наконец, от разлома северного края Бухарской ступени на юг вдоль среднего течения Амударьи протягивается Амударьинский разлом с признаками сбросовых (поднято восточное крыло) и левосдвиговых перемещений [Гохберг и др., 1988].

Исходя из приведённых данных о позднечетвертичных смещениях, можно допустить, что активизация субмеридионального разлома близ современного устья Амударьи препятствовала заиливанию и тем самым благоприятствовала стоку Амударьи в Аральское море. Если при этом активизировались и поднятия на южном продолжении того же разлома, то их рост приводил к заиливанию русла, следовавшего в Сарыкамышскую впадину. В результате уровень Сарыкамышского озера падал, а Арала повышался. Противоположный эффект могли иметь подвижки в западной части разлома северного борта Бухарской ступени, приводившее к подъёму его северного крыла: они, напротив, способствовали заиливанию русел, следовавших в Арал, и вели к его регрессии.

Рассмотренные вариации климата и процессов седиментационной, зависевших от тектонических подвижек, сыграли важную роль в подъёмах и спадах экономики региона. Обводнение Сарыкамышской впадины в атлантический оптимум способствовало распространению кельтыминарской культуры VI–III тысячелетий до н.э., в которой важную роль играло скотоводство [Массон, 1971]. Эпохи расцвета орошаемого земледелия в Приаралье приходятся на фазы общего увлажнения середины I тысячелетия до н.э. – II в. н.э. и XI–XV вв. При этом распространение земледелия следовало за обводнением впадин. Так, в XIV–XVI вв. оно охватило обширные территории на склонах трансгрессировавшего Сарыкамышского озера, но начало там быстро деградировать в конце XVI в. и пришло к окончательному упадку в XVII в. с прекращением притока амударьинских вод. Тогда же с прекращением стока по Кунядарье стал терять значение и Ургенч, в то время как в более северных и восточных частях Хорезмского оазиса, снабжаемых водами Амударьи, стекавшей в Арал, орошаемое земледелие продолжало развиваться.

Комбинированный эффект ухудшения климата и усиления тектонической активности в её сейсмических проявлениях сыграл роль и в более важных общественных процессах, которые обусловили крупнейшие социально-политические кризисы прошлого, охватывавшие всю Ойкумену и даже более обширные регионы Старого Света (см. раздел 7.3).

Примером иного сочетания природных процессов с социальными в рамках крупного региона явились события, послужившие, вероятно, основой для шумерских легенд о Потерянном Рае и Великом потопе и повлиявшие на возникновение древнейших городов-государств в Южной Месопотамии (см. раздел 1.4.2). Здесь имело место сочетание эвстатических колебаний уровня моря, погодно-климатических изменений и проявлений активной тектоники и седиментенеза. Регион является частью Месопотамского передового прогиба, подверженного постоянному воздействию двух факторов: тектонического опускания, сопровождающегося зарождением и ростом антиклинальных складок на северо-восточном борту прогиба, и его заполнения осадочным материалом, выносимого Евфратом, Тигром и их притоками. Обилие этого материала определяется интенсивностью эрозии и, в конечном счёте, тектонического воздымания в горах на северо-восточном (Загрос) и в большей мере северном (Тавр, Армянское нагорье) обрамлениях Аравийской плиты.

Скорости опускания и седиментации не превосходят первых миллиметров в год. В историческое время их баланс смещён в сторону седиментации, что проявляется в проградации дельты Тигра и Евфрата, которая со времён Древнего Шумера поныне сместилась к югу на расстояние до 300 км. На эти процессы накладываются наводнения, обусловленные отчасти летним таянием ледников в горах, но в большей мере нагонными водами из-за южных ветров, подпруживающих речной сток. Такие ветры нередки в зимние сезоны.

Систематическое проявление указанных процессов было осложнено последним ледниковым подъёмом уровня мирового океана (см. раздел 1.4). Его главная фаза приходилась на самый конец плейстоцена – начало голоцена, когда наиболее интенсивно таяли ледники северной приполярной области, но была и ещё одна, последняя, фаза быстрого подъёма, пик которой пришёлся на начало IV тысячелетия до н.э. [Селиванов, 1996]. Эту фазу связывают с катастрофическим разрушением ледников Западной Антарктиды в эпоху максимального проявления атлантического климатического оптимума. В последнюю фазу произошёл подъём уровня моря не менее, чем на 20–30 м, причём скорость подъёма превосходила скорость тектонического опускания и седиментации в Месопотамском прогибе на несколько порядков. В плоскодонном Персидском заливе это выразилось его значительной трансгрессией на северо-запад и затоплением значительной части дельты и нижнего течения Тигра и Евфрата. Подъём уровня залива вынудил обитателей затопляемой территории, вероятно, весьма богатой пищевыми ресурсами, мигрировать на возвышенные прибрежные территории и более всего на северо-запад – вдоль Месопотамского прогиба, где природные условия наименее отличались от покинутой прародины. Эти мигранты, явившиеся одним из истоков шумерского этноса, возможно, и принесли легенду о Покинутае Рае.

В эпоху максимального подъёма уровня залива наводнения стали особенно опасными для обитателей Нижнего Двуречья. Для защиты от них, начиная с эпохи культуры Эреду, храмы строились на высоких платформах. Сильнейшее из таких наводнений, вызванное сочетанием катастрофических ливней и проникновения на север нагонных вод Персидского залива, затопило почти всю плоскую равнину Нижнего Двуречья (кроме отдельных естественных и искусственных холмов) и продолжалось не менее недели. Оно разрушило большую часть поселений, погубило большинство жителей и отразилось в памяти сохранившейся части населения как Великий потоп. Лишь после стабилизации уровня моря начался бурный рост поселений, группировавшихся вокруг нескольких центров, служивших, помимо прочих функций, главными морскими портами и

перевалочными торговыми базами. Они и стали древнейшими городами-государствами Шумера. Позднее, по мере проградации дельты, они утратили свою портовую роль.

Ярким примером наложения эвстатических колебаний уровня мирового океана на проявления тектонических движений в рассматриваемом регионе служит Бушерская брахиантиклиналь на северо-восточном берегу Персидского залива – вовлекаемом в орогению Загроса борту Месопотамского передового прогиба. Антиклиналь удлинена в северо-западном направлении. Её свод находится на высоте до 34 м над уровнем моря и характеризуется почти горизонтальным залеганием слоёв. Крылья наклонены под углами 2–3°, в редких случаях до 5–6°. Антиклиналь сложена пестро окрашенными песчано-алевритоглинистыми отложениями с линзами мергеля и ракушняка. За исключением самого нижнего слоя мощностью в первые метры, разрез нормально намагничен и относится к эпохе Брюнес (нижнему плейстоцену). На своде антиклинали он с несогласием до 2–3° перекрыт 6-метровым слоем органогенно-обломочного известняка, образованного обломками раковин, цементированных мшанками. Возраст раковин слоя определен Х.А. Арслановым уран-иониевым методом в 258 ± 41 тыс. лет (обр. LU-4222).

Более молодые морские отложения на своде антиклинали отсутствуют, но, согласно В.И. Макарову, слагают береговые террасы на её юго-западном склоне – высотой до 11 м (начало позднего плейстоцена?) и до 4 м (голоцен?). На южной периклинали структуры высота последней – до 2 м. Здесь, в 1,5 км восточнее с. Бандарга, разрез террасы снизу вверх таков:

1. Нижнеплейстоценовые тонкослоистые алевриты и глины цоколя террасы, наклонённые под углом около 3° в южных румбах. Видимая мощность (во время отлива) – до 0,5 м.

2. Косослоистые рыхлые ракушняки и ракушняковые пески с линзами мшанкового рифового известняка, тяготеющими к верхней части разреза. Наклонены под углами до 10° ЮЮЗ и представляют собой отложения литорали вдоль древнего берегового бара. С удалением от берега рифы выходяживаются. Радиоуглеродный возраст раковин из наклонного слоя, подстилающего мшанковый риф, – 2020 ± 90 лет [120 г. до н.э. – 75 г. н.э.] (ГИН-10075). Вертикальная мощность косослоистого комплекса – до 1,5 м.

3. Горизонтально слоистый ракушняк и песок мощностью до 0,3 м. Радиоуглеродный возраст раковин – 1590 ± 80 лет [390–560 гг.] (ГИН-10076).

4. На поверхности слоя 3 – многочисленные обломки керамики, покрытой морскими раковинами. Их радиоуглеродный возраст – 2790 ± 90 лет [1025–830 гг. до н.э.] (ГИН-10134).

Описанные соотношения могут быть интерпретированы следующим образом. Рост антиклинали начался в плейстоцене. Более ранних, конседиментационных, свидетельств воздымания нет. Оно привело к тому, что в эпоху низкого стояния моря, соответствующую миндельскому (окскому) оледенению, свод антиклинали оказался выше уровня моря, и при последующей трансгрессии миндель-рисского (лихвинского) интергляциала был со слабым несогласием перекрыт её маломощными отложениями. Позднее он снова и окончательно вышел из-под уровня моря, и последующие трансгрессии (рисс-вюрмского, или микулинского, интергляциала и голоценовая) отразились на фоне продолжавшегося поднятия образованием морских террас разной высоты.

Южная периклиналь структуры вышла из-под уровня моря в среднем голоцене, что отразилось в появлении на её поверхности многочисленной керамики, которая может свидетельствовать о существовании поселения. Найденная кера-

мика не раскрашена, представлена обломками сосудов разнообразного назначения, в том числе тонкостенных. Многие из них были изготовлены на гончарном круге. Скорее всего, наиболее поздние из покрытых раковинами обломков относятся к развитой стадии эламской эпохи. Возможно, она соответствовала времени некоторого падения уровня мирового океана после атлантического оптимума (с середины III тысячелетия до н.э.).

Сейчас керамика находится в перемещённом положении и оказалась здесь, вероятно, в то время, когда при последующей трансгрессии моря, как минимум, на 2 м территория вновь оказалась под его уровнем. Возраст трансгрессии – I тысячелетие до н.э. – начало I тысячелетия н.э. – определяется тремя приведёнными радиоуглеродными датами, древнейшая из которых получена для раковин на поверхности керамики, а две другие – для раковин из прибрежно-морских отложений, на поверхности которых керамика позднее оказалась. Дальнейший рост антиклинали привёл к образованию на её южном периклинальном окончании описанной 2-метровой террасы.

Сложное взаимодействие климатических и тектонических факторов определяло колебания уровней полузамкнутых и замкнутых водоёмов. Своеобразие проявлений этого взаимодействия и их влияния на экологическую обстановку и социальную историю прибрежных областей потребовало их специального рассмотрения на примерах Каспийского и Чёрного морей, чему посвящены разделы 7.1 и 7.2.

Иной комплекс геодинамических воздействий на историческое развитие проявился при Великом Минойском извержении Санторина (Феры). Оно произошло в поздний период (1700–1100 гг. до н.э.) развития минойской культурной общности бронзового века, базировавшейся на сочетании многоотраслевого сельского хозяйства, ремёсел, рыболовства и морской торговли (см. раздел 4.4). Извержению предшествовала начальная фаза этого периода LM-IA, когда Кносс объединил Крит в единую Минойскую державу, достигшую наивысшего могущества. Проводя экспансионистскую политику, Минойская держава подчинила своему административному влиянию многие острова Эгейского моря и сформировавшие к этому времени ахейские города-государства Центральной Греции и Пелопоннеса (влияние Крита заметно в Греции ещё в среднеминойский период). Культурное воздействие минойцев распространялось ещё шире. Могущественный флот обеспечивал безраздельное господство на море, позволяя осуществлять и контролировать всю морскую торговлю и даже избавлял от необходимости строить оборонительные сооружения на острове.

И как раз на таком пике могущества державы (вероятно, между 1550 и 1500 гг. до н.э.) произошло Великое Минойское извержение, которому непосредственно предшествовало сильнейшее землетрясение. Сочетание землетрясения и извержения представляется закономерным. Оно выявлено для весьма сходного с рассматриваемым извержения Везувия 79 г. н.э., погубившего Помпеи, (ему предшествовало землетрясение 62 г.) и среднеголоценовых извержений на Сюникском нагорье Армении (см. раздел 4.2). Мы объясняем эту связь тем, что сильнейшее землетрясение, охватывающее вулканическую область, нарушает сплошность пород над живым вулканическим очагом, создавая новые и возобновляя старые разрывы, служащие магмовыводящими каналами.

Великое Минойское землетрясение-извержение не только полностью уничтожило поселение (или поселения) на Фере. Оно проявилось и в разных частях Крита и на островах Эгейского моря и его побережьях к югу, юго-востоку и востоку от Санторина, вызвав сейсмогенные разрушения и покрыв губительным пеплом сельскохозяйственные угодья и поселения. Археологичес-

кими работами установлено, что некоторые из них, хотя и были восстановлены, но в существенно меньших размерах и с меньшим населением. Даже в Кноссе не удалось полностью восстановить все последствия разрушений. Весьма вероятно, что катастрофа сопровождалась цунами, в значительной мере уничтожив минойский флот.

После Великого Минойского извержения держава продолжала существовать, по меньшей мере, ещё несколько десятилетий и даже сохраняла прежнюю экспансионистскую политику. Но между 1470 и 1450 гг. до н.э. она погибла в результате ахейского нашествия. Были разрушены и оставлены все дворцы кроме Кносского, где утвердились завоеватели. Крах был настолько полным, что сменился с минойского на протогреческий даже язык государственных документов.

Можно полагать, что крах минойской державы подготавливался неизвестными нам внутренними социально-экономическими трудностями. Великое минойское извержение нанесло державе огромный человеческий и экономический ущерб. Преодоление его последствий, совмещаемое с продолжением экспансионизма, оказалось непосильным бременем. В это же время микенцы (ахейские города-государства во главе с Микенами) постепенно набирали силу. Криту неоднократно приходилось воевать с ними. В изменившейся ситуации чаша весов склонилась в пользу микенцев, достигших в эту пору вершины могущества, и они сокрушили Минойскую державу. Таким образом, хотя извержение и не было непосредственной причиной гибели державы и даже отделялось от неё значительным интервалом времени, оно явилось важным фактором, предопределившим это событие. Мы не знаем в истории другого примера, когда единичная природная катастрофа, пусть даже сложная (землетрясение-извержение), оказала бы столь значительное влияние на судьбу цивилизации. Экстраординарность этого влияния определялась спецификой Минойской державы – её островным положением и необычайно высокой ролью флота.

Рассматривая в предыдущих главах проявления различных геодинамических процессов, их взаимосвязи и воздействия на жизнедеятельность социальных систем, мы неоднократно прибегали к материалам по территории Армении, где в течение последних 10 лет авторы проводили систематическое изучение этой проблемы. По существу Армения стала для нас своеобразным методическим полигоном. Полученные данные позволили подойти к некоторым аспектам проблемы более детально и всесторонне, чем в других частях Ойкумены. Результаты такого подхода излагаются ниже.

ВОЗДЕЙСТВИЕ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ НА РАЗВИТИЕ ДОИСТОРИЧЕСКИХ КУЛЬТУР И ГОСУДАРСТВЕННЫХ ОБРАЗОВАНИЙ НА ТЕРРИТОРИИ АРМЕНИИ

6.1. ИСТОРИКО-АРХЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

6.1.1. Основные вехи исторического развития

Понятия «Армения» и «армении» (персид. «армина») известны с раннеантичных времен. Арменией Геродот [1999; I: 180, 194; V: 52] называл область, где берут начало реки Евфрат и Тигр. Относительно армениев Геродот сообщал, что они обитают к востоку от киликийцев, которые живут на побережье Средиземного моря севернее Кипра [V: 49], причём армении переселились туда из Фригии, т.е. Малой Азии, куда сами фригийцы переселились из Европы (Балканского региона) [VII: 73]. Нет, однако, достаточных оснований отождествлять армениев Геродота с носителями древнеармянского языка.

Территория Армении примыкает с севера к области развития древнейшего земледелия. Не без её культурного воздействия здесь достаточно рано сформировались основы производящей экономики. Развитие цивилизации на территории Армении явилось продуктом сложного взаимодействия социальной, технической и экономической эволюции местного населения с проникновением и культурным воздействием иноэтнических групп как с юга, так и с севера. Их ассимиляция привела в конечном счёте к формированию армянского этноса. Прояснить эти сложные взаимодействия можно лишь на фоне рассмотрения культурной эволюции всего Закавказья в течение голоцена.

На территории Закавказья и Восточного Кавказа выявлены три очага распространения мезолита в IX–VII тыс. до н.э. [Кушнарева, 1993]: в горном Дагестане (Чох), Абхазии (восточнее г. Сухуми), Южной и Центральной Грузии в долинах р. Куры и её притоков между гг. Тбилиси и Кутаиси (рис. 103). Можно было бы сразу допустить, что эти три очага представляли собой центры зарождения трёх главных аборигенных языковых групп Кавказа: восточно-кавказской, к которой принадлежат современные языки чеченский, ингушский, аварский, лезгинский, лакский и ряда других народов Дагестана; западно-кавказской (современные абхазо-адыгские языки); картвельской, на базе которой сформировались современные языки Грузии. Однако рассмотрение культурной эволюции Южного Кавказа в неолите и бронзовом веке показывает весьма сложные территориальное распространение, взаимодействие, эволюцию и смену различных культур, этническое отождествление которых остаётся гипотетическим.

В качестве древнейшего памятника раннего земледелия на Кавказе рассматривается уже упоминавшаяся горная стоянка Чох в Дагестане, относимая к периоду керамического неолита [Амирханов, 1987]. Здесь обнаружены стационарные каменные жилища и разнообразные признаки земледелия, представленные как каменным инвентарём (вкладыши серпов, костяные рукоятки жатвенных ножей, зернотёрки и орудия из гальки), так и находками семян пшеницы (однозернянка, двузернянка и мягкая карликовая), трёх видов ячменя, овса, проса, винограда (?) и бобовых [Lisitsina, 1984]. По комплексу признаков неолит Чоха был датирован временем не позднее первой половины VI тыс. до н.э., но от-

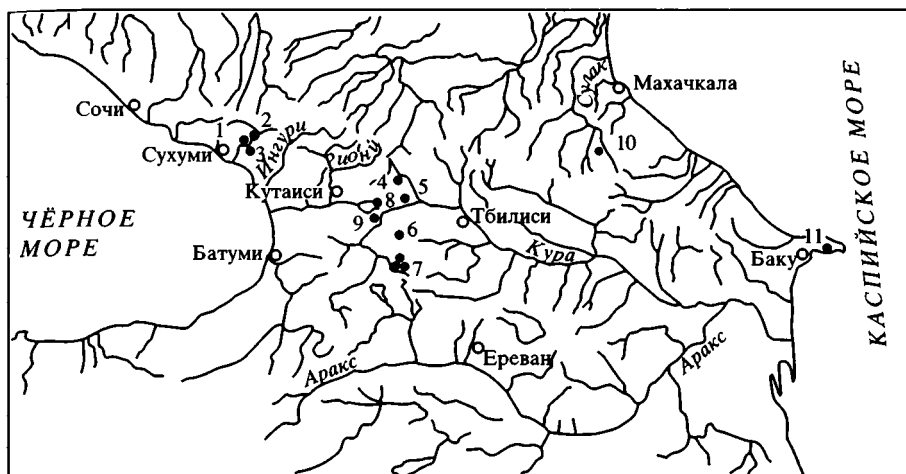


Рис. 103. Распространение памятников мезолита на Кавказе и в Закавказье [Кушнарева, 1993]

Цифры на карте: 1 – Апианча, 2 – Квачара, 3 – Циви-Мгвиме, 4 – Сагварджиле, 5 – Дарквети, 6 – Бармаксыз, 7 – Эдвани-Зуртакеги, 8 – Цона, 9 – Чахати, 10 – Чох, 11 – Фируз

Fig. 103. Mesolithic sites in the Caucasus and Transcaucasus [Кушнарева, 1993]

Numerals in the map: 1 – Apiancha, 2 – Quachara, 3 – Tsivi-Mgvime, 4 – Sagvarjile, 5 – Darqueti, 6 – Barmaksys, 7 – Edvani-Zurtaketi, 8 – Tsona, 9 – Chahati, 10 – Choh, 11 – Firuz

существование радиоуглеродных дат делает такое определение сомнительным и позволяет допустить более молодой возраст. Позднейшие культурные памятники Дагестана, относимые к энеолиту и бронзовому веку, параллелизуются с памятниками центральных районов Закавказья и могут рассматриваться как элементы единых с ними культур.

В Западном Закавказье выстраивается убедительный эволюционный ряд культур, связанных элементами преемственности. Энеолит представлен небольшим числом поселений и стоянок с признаками земледелия. Радиоуглеродные даты (Мачарское поселение, Дзудзуана) указывают на первую половину IV тыс. до н.э. [Кушнарева, 1993]. В эпоху ранней бронзы в Колхиде и Абхазии развиваются местные культурные традиции, заложенные в энеолите. Для Колхиды характерны поселения на холмах, окружённых дренажными рвами. Археологические материалы указывают на смешанный земледельческо-скотоводческий уклад хозяйства со значительной ролью охоты, собирательства и рыболовства. Развивается металлургия.

С культурой раннебронзовой эпохи генетически связана протоколхидская культура средней бронзы, охватывавшая ту же территорию от юго-восточного (турецкого) побережья Чёрного моря до Абхазии на севере. Заболоченность опускавшейся Рионской низменности заставляла возводить постройки на искусственном основании (срубная кладка с грунтовым заполнением) и совершенствовать дренажную систему. Судя по радиоуглеродным датировкам (Испани, Анаклиа I и II) и сопоставлению металлоизделий с продукцией Передней Азии, протоколхидская культура, возникнув в конце III тыс. до н.э., продолжалась первую и вторую треть II тысячелетия. Металлургия развивалась на базе разработки местных руд. Примером служит месторождение Бачкапсара на перевале между реками Кодором и Бзыбью (2200–2400 м над уровнем моря), где радиоуг-

леродным методом получены даты разработок от конца III до конца II тыс. до н.э. [Кушнарева, 1993]. Мышьяково-сурьмяные примеси к медной руде предопределили состав местных бронзовых изделий, в то время как обитатели более восточных районов Закавказья перешли на оловянную бронзу.

Дальнейший социально-технический прогресс, в частности, в металлургии и металлообработке, в сочетании с переднеазиатским влиянием, привёл к развитию яркой и своеобразной колхидской культуры эпохи поздней бронзы.

Западное Закавказье демонстрирует пример длительного унаследованного культурного развития, дающего возможность считать современных представителей западно-кавказской языковой семьи реликтами создателей этих древних культур. Исследователи относят распад прежде единой протокавказской языковой общности на западную и восточную ветви к VI–V тысячелетиям до н.э. Представители этой общности населяли Закавказье, Северную Месопотамию и Северо-Восточное Присредиземноморье. В частности, культурой, родственной предкам западно-кавказских племен, можно считать Гавр XII – Амуку F [Андреева, 1977]. Эти племена распространились в Центральную Анатолию и Юго-Восточное Причерноморье (хатти) и далее на север до Северо-Западного Предкавказья, где сходные черты обнаружены в майкопской культуре второй половины IV – начала III тысячелетий до н.э. [Андреева, 1977; Клейн, 1990].

Восточный район западнокавказского культурного ареала (Риони-Квирильский бассейн) в эпоху ранней бронзы испытал культурное влияние Центрального Закавказья, возможно, сопровождавшееся проникновением отсюда инородных этнических групп и приведшее к некоторому сокращению западнокавказского ареала. Примеры обратного культурного воздействия нам не известны, и в этом смысле западнокавказский ареал, как представляется, не оказал влияния на формирование армянского этноса. Что же касается Центрального и Восточного Закавказья, т.е. бассейнов Куры и Аракса, то здесь в течение неолита и бронзового века происходили сложные культурные изменения, вероятно, обусловленные взаимодействием этнически разнородных групп.

Керамический неолит Армении представлен архаичными находками из Хатунарха и Цахнунка. Они отождествляются с культурой «шулавери-шомутепе» в долинах среднего течения Куры и её притоков (рис. 104). На поселении Шомутепе на р. Акстафа найдены первые убедительные признаки земледелия. Крупные поселения бассейна Куры располагались цепочками в речных долинах и сейчас образуют искусственные холмы, получившие в разных языках названия телль, блур, тепе или гора. Многие из них многослойны и демонстрируют переход от неолита к энеолиту [Кигурадзе, 1975; Мунчаев, 1982]. Поскольку постройки этих поселений сооружались из сырцового кирпича, для оценки их относительного возраста интересны расчёты К.Х. Кушнарёвой [1993], систематизировавшей данные разных исследователей о длительности формирования строительных горизонтов. Они дают среднюю скорость прироста высоты холмов около 1 м в течение 100 лет. Поселения этого типа лучше всего изучены в Квемо Картли, где выделяется группа Шулавери [Джавахишвили, 1973]. В ней в разное время возникали поселения, существовавшие, судя по мощности строительных горизонтов, по 2,5–3,5 столетия. В целом эпоха их существования охватывает, согласно таким подсчётам, около 800 лет.

На основе сходных черт археологического материала из разных горизонтов указанных поселений с памятниками убейдской, халафской, хассунской культур, материалами Хаджилара, Чатал Хююка, Джармо, Сиалка и Джейтуна на Ближнем и Среднем Востоке энеолит бассейна средней Куры был отнесён к V–IV тыс. до н.э., а неолит – к VI и даже концу VII тыс. [Кушнарева, Чубини-

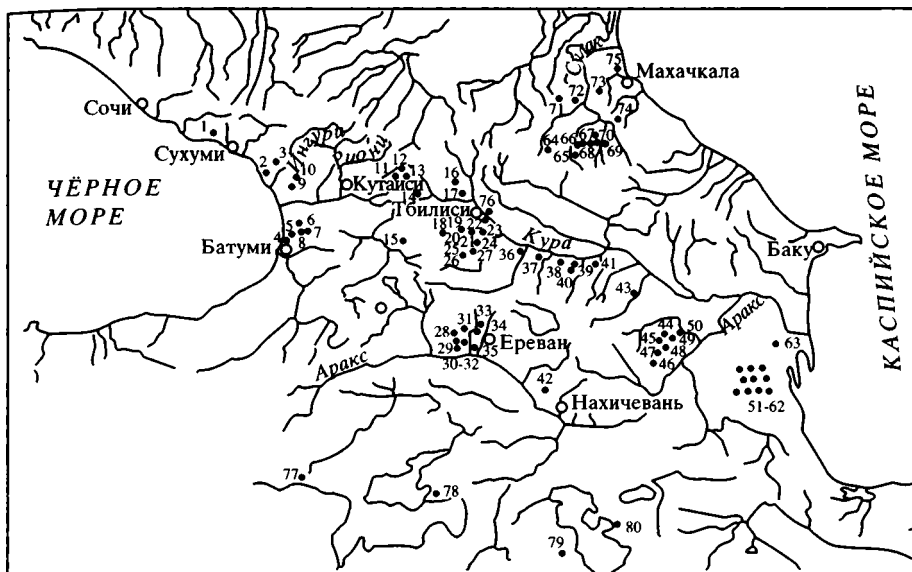


Рис. 104. Распространение памятников неолита и энеолита на Кавказе и в Закавказье [Кушнарева, 1993]

Цифры на карте: 1 – Кистрик, 2 – Очамчире, 3 – Чхортоли, 4 – Хучубани, 5 – Кобулети, 6 – Мамати, 7 – Анасеули, 8 – Гурианта, 9 – Урта, 10 – Одиши, 11 – Самерцхле, 12 – Самели-Клде, 13 – Сагварджиле, 14 – Дарквети, 15 – Амиранис-Гора, 16 – Цацар-Гора, 17 – Хизанаант-Гора, 18 – Дангреули-Гора, 19 – Гадачрили-Гора, 20 – Тетри-Цкаро, 21 – Шулавери, 22 – Абели, 23 – Имирис-Гора, 24 – Арухло, 25 – Храмис-Диди-Гора, 26 – Цопи, 27 – Садахло, 28 – Мохра-Блур, 29 – Шенгавит, 30 – Звартноц, 31 – Хатунарх, 32 – Маштоц-Блур, 33 – Ксях-Блур, 34 – Сев-Блур, 35 – Техут, 36 – Шому-Тепе, 37 – Баба-Дервиш, 38 – Гаргалар-Тепеси, 39 – Тойре-Тепе, 40 – Ментеж, 41 – Рус-Тепеси, 42 – Кюль-Тепе, 43 – Иланлы-Тепе, 44 – безымянный холм, 45 – Шах-Тепе, 46 – Караханбейли, 47 – безымянный холм в 5 км от Кямил-Тепе, 48 – Кямил-Тепе, 49 – тепе у сухого русла р.Шопарты, 50 – канал им. Орджоникидзе, 51–62 – Мишарчай II(VII), 63 – Аликемек-Тепеси, 64 – Гинчи, 65 – Мучу-Бахил-Бакли, 66 – Малин-Карат, 67 – Архинда, 68 – Козьма-Нохо, 69 – Чох, 70 – Ругуджинские стоянки, 71 – Галгалатли, 72 – Харитани, 73 – Буйнакск, 74 – Мекеги, 75 – Тарнаир, 76 – Дидубе, 77 – Муш, 78 – Тильки-Тепе, 79 – Геой-Тепе, 80 – Яник-Тепе

Fig. 104. Neolithic and eneolithic (chalcolithic) sites in the Caucasus and Transcaucasus [Кушнарева, 1993]

Numerals in the map: 1 – Kistrick, 2 – Ochamchire, 3 – Chkhortoli, 4 – Khutsubani, 5 – Kobuleti, 6 – Mamati, 7 – Anaseuli, 8 – Gurianta, 9 – Urta, 10 – Odishi, 11 – Samertskhle, 12 – Sameli-Klde, 13 – Sagvarjile, 14 – Darqueti, 15 – Amiranis-Gora, 16 – Tsatsar-Gora, 17 – Hizanaant-Gora, 18 – Dangreuli-Gora, 19 – Gadachrili-Gora, 20 – Tetri-Tskaro, 21 – Shulaveri, 22 – Abeli, 23 – Imiris-Gora, 24 – Aruhlo, 25 – Hramis-Didi-Gora, 26 – Tsopi, 27 – Sadahlo, 28 – Mohra-Blur, 29 – Shengavit, 30 – Zvartnots, 31 – Hatunarh, 32 – Mashtots-Blur, 33 – Ksyah-Blur, 34 – Sev-Blur, 35 – Tekhut, 36 – Shomu-Tepe, 37 – Baba-Dervish, 38 – Gargalar-Tepesi, 39 – Toipe-Tepe, 40 – Mentej, 41 – Rus-Tepesi, 42 – Kyul-Tepe, 43 – Ianly-Tepe, 44 – unnamed hill, 45 – Shah-Tepe, 46 – Karakanbeili, 47 – unnamed hill in 5 km from Kyamil-Tepe, 48 – Kyamil-Tepe, 49 – tepe near dry stream of Shoparty, 50 – the Ordjonikidze canal, 51–62 – Misharchai II–VII, 63 – Alikemek-Tepesi, 64 – Ghinchi, 65 – Muchu-Bahil-Bakli, 66 – Malin-Karat, 67 – Arhinda, 68 – Kozma-Noho, 69 – Choh, 70 – Rugujin, 71 – Galgalatli, 72 – Kharitani, 73 – Buinaksk, 74 – Mekoghi, 75 – Tamair, 76 – Didube, 77 – Mush, 78 – Tilki-Tepe, 79 – Geoi-Tepe, 80 – Yanik-Tepe

швили, 1970). Радиоуглеродное датирование, однако, лишь для Шому-Тепе дало величину 7510 ± 70 лет [6430–6250 гг. до н.э.], тогда как все другие определения указывают на конец VI–V тыс. до н.э. При этом большинство дат из неолитических горизонтов относятся к концу VI и первой половине V тысячелетия, а из энеолитических – к середине и второй половине V тысячелетия [Кушнарева, 1993]. Хронологически близким к ним оказался слой с примитивной лепной керамикой, вскрытый нами при проведении сейсмотектонического «тренинга» в

зоне Ханарасарского разлома юго-восточнее оз. Севан между с. Карчахпюр и голоценовым вулканом Порак. Радиоуглеродный возраст слоя – 6640 ± 90 лет [5650–5500 гг. до н.э.] [Philip, Karakhanian, 1999].

Памятники энеолита бассейна Аракса (Арагатская долина, Нахичевань, Мильско-Карабахский регион, Муганская степь) представлены компактными группами (гнездами) поселений или горизонтами многослойных поселений, приуроченных к речным долинам. Глинобитные дома круглой и прямоугольной формы сооружались на каменных фундаментах. Характерна побелка стен и окраска полов охрой. Много земледельческого инвентаря. Энеолитические памятники бассейна Аракса ближе к переднеазиатским, чем памятники бассейна Куры: здесь шире распространена лощёная посуда, расписная керамика, в том числе привозная, больше металлоизделий.

Особый интерес вызывают обычно незначительные по мощности, но выявленные в разных районах Кавказа культурные отложения комплекса Сиони, относящиеся к позднему энеолиту и по ряду признаков занимающие промежуточное положение между ним и ранней бронзой. В Армении к нему относятся поселения Техут, Ксях-Блур и, вероятно, нижние горизонты Шенгавита и Мохра-Блура. Наиболее точным определением возраста комплекса можно считать дату поселения Бериклдееби в Шида Картли – 4955 ± 55 лет (А-6408, Аризонский университет), которая после калибровки (σ_2) дала 3820–3640 гг. до н.э. [Badaljan et al., 1992]. С этим комплексом параллелизуются позднехалколитические слои на поселениях окрестностей оз. Урмия (Геой-Тепе, Яник-Тепе), оз. Ван и г. Муш на востоке Турции. Здесь, на поселении Пиждели-Тепе, получены радиоуглеродные даты, указывающие на первую половину IV тыс. до н.э.

Одновременно с земледельческими культурами неолита и энеолита в горах к югу от оз. Севан развивались принципиально другие культуры, представленные частью петроглифов Сюникского, Варденисского и Гегамского нагорий. На Гегамском и Варденисском нагорьях Армении выделены 4 генерации петроглифов [Мартirosян, 1981]. А.А. Мартirosян предположительно датирует первую из них V–IV, а вторую – III тысячелетиями до н.э. Датировка второй генерации основана на находках сходных изображений козлов на керамике этого времени. Такой вывод представляется нам не бесспорным, поскольку изображения на керамике могли появиться позднее именно под влиянием наскальных рисунков.

Г.О. Караханян и П.Г. Сафян [1970], наиболее полно описавшие петроглифы Сюника, датировали их в широких пределах от VII тысячелетия до н.э., но полагали, что бо́льшая их часть принадлежит IV–III тысячелетиям до н.э. Стилистически различаются две их генерации, причем местами петроглифы второй генерации выбиты поверх первой. По-видимому, они одновозрастны двум ранним генерациям петроглифов Гегамы и Вардениса. Первую генерацию, условно отнесённую к неолиту, представляют сравнительно немногочисленные и архаичные по технике исполнения рисунки животных. Обычно они крупнее петроглифов второй генерации.

Мы детально проанализировали вторую, позднейшую, генерацию петроглифов [Мкртчян и др., 1969; Karakhanian et al., 1997; Караханян и др., 1999]. Она разнообразнее по тематике (см. рис. 90). В ней также преобладают изображения животных, но они более разнообразны и принадлежат как диким, так и домашним особям. Широко представлены сцены охоты, иногда с собаками. Военное и охотничье снаряжение составляли копьё, лук со стрелами, прямоугольный щит с закруглёнными углами и, возможно, капканы. Лассо и веревка с грузом на конце могли использоваться как для охоты, так и для отлова домашнего скота.

Определённо скотоводческим является сюжет, представляющий ряд козлов, конвоируемых человеком с собаками. Наряду с этим встречены изображения повозок, как двуосных со сплошными колесами, запряжённых парой волов, так и одноосных с колесами со спицами, запряжённых эквидами. Обнаружены изображения всадников на лошадях и дошадей без всадников. К числу религиозных сюжетов относятся изображения танцующих групп, в частности танца охотников и человека с рогами на голове (рис. 105). Не ясен смысл достаточно многочисленных символических изображений: спирали, свастики, волнистой линии и других, иногда довольно сложных (см. рис. 90 и 105).

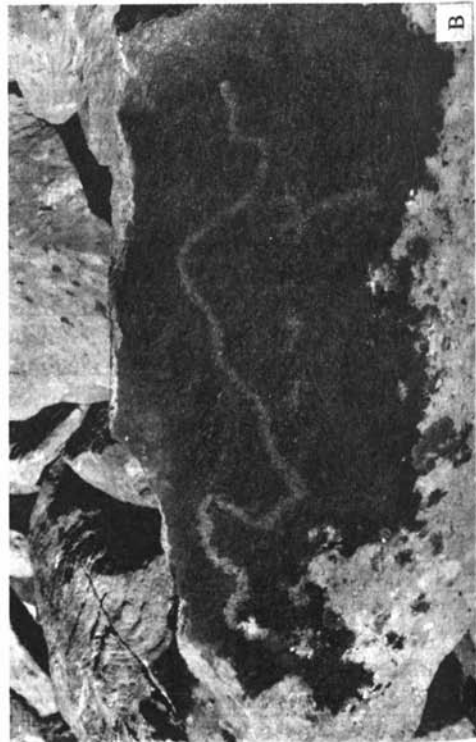
Итак, вторая генерация петроглифов Сюника (как, вероятно, и Гегам-Вардениса) принадлежит некоему сообществу скотоводов, скорее всего эпохи энеолита, совмещавших это занятие с охотой, которая, очевидно, была достаточно продуктивной в условиях Армянского нагорья. Их воинское и охотничье снаряжение типично для энеолита. Они одомашнили не только собак, коз и коров, но также лошадь, которую могли использовать как транспортное средство. Их религия содержала элементы шаманизма. Вместе с тем, среди рисунков отсутствуют какие-либо признаки земледелия, распространённого в это время в долинах Армении, Грузии и Азербайджана. Подобные изображения были встречены нами также в районе г. Эрзинджана (Восточная Турция) и оз. Урмия (Северо-Западный Иран).

К сожалению, непосредственно рядом с петроглифами Сюника не удалось найти никаких артефактов, кроме небольшой зернотёрки, пестика из вулканической породы и примитивных обсидиановых изделий. Поэтому определение возраста культуры строится на косвенных признаках и прежде всего, на соотношениях с проявлениями вулканизма и сейсмичности.

Создание петроглифов Сюника было драматически прервано и прекратилось вулканическими извержениями, верхний возрастной предел которых датирован курганным погребением, при возведении которого использовались куски извергнутой лавы (см. раздел 4.2.1). Радиоуглеродный возраст слоя погребения, содержащего артефакты, остатки угля и костей – 4720 ± 140 лет [сер. XXXVII – сер. XXXIV вв. до н.э.] (ГИН-8197) [Karakhanian et al., 1997; Караханян и др., 1999]. С двумя генерациями извержений предположительно параллелизуются одно или два сильных землетрясения. Они сопровождалась обвалами, перекрывшими петроглифы. Радиоуглеродный возраст отложений небольшой приразломной депрессии, углубившейся при первом из этих землетрясений – 5000 ± 160 лет [сер. XL – сер. XXXVII вв. до н.э.] (ГИН-8194). По более поздним данным Э. Филипа, сейсмогенной подвижкой были смещены слои, датированные XLIII–XL вв. до н.э. (σ_2). Таким образом, верхний предел возраста петроглифов – первая половина IV тысячелетия до н.э.

Нижний предел возраста базируется на том, что петроглифы той же генерации распространены, хотя и в меньших количествах, также северо-западнее. Там среди них найдено изображение, интерпретируемое как извержение вулкана Порак (см. раздел 6.3.2). Ему также предшествовало сильное землетрясение, из коллювиального клина которого получена дата 5400 ± 150 лет [сер. XLIV – сер. XLI вв. до н.э.] (ГИН-9910). Клип даёт нижний предел возраста землетрясения. Исходя из приведённых определений, мы датировали вторую генерацию петроглифов Сюника концом V – первой половиной IV тысячелетий до н.э.

Подлинный расцвет производящей экономики и прежде всего земледелия начинается в Центральном и Восточном Закавказье в период ранней бронзы, отражённый куро-аракской культурой (КУАК). Она охватывает те же территории, что и памятники земледельческого позднего энеолита, и выходит за их



пределы в Восточном Азербайджане, Дагестане и Восточной Турции, где достигает окрестностей городов Малатья и Элязиг (рис. 106). На поздних этапах КУАК распространяется в район оз. Урмия, а также в Восточное Присредиземноморье, где развивается близкая к ней керамика и архитектура «кирбет-керакского типа».

В основных районах распространения КУАК – бассейнах Куры и Аракса (более всего в Шида Картли и Араратской долине) – существенно возрастают по сравнению с энеолитом количество, плотность и размеры поселений. Большая мощность слоев ранней бронзы указывает на длительность обитания. КУАК отличается, как правило, лепная лощёная керамика чёрного, реже серого и бурого цвета, хорошо обожжённая, не орнаментированная или с простым врезным орнаментом, хотя есть локальные варианты культуры с богато орнаментированной керамикой. Она эволюционирует от сравнительно простых, монументальных к более разнообразным и изощрённым формам. Развивается металлургия.

Возникает иерархия поселений, при которой вокруг крупных населённых пунктов (6–10 га и до 12 га в Ариче на Ширакском плато) группируется по несколько средних (3–5 га) и большое число мелких (до 1,5 га). В поселениях сооружаются культовые постройки или центральные площади со святилищем (как в горизонте III Мохра-Блура), мощёные улицы, общественные зернохранилища. В домах устраиваются своеобразные «рогатые» очаги [Кушнарева, 1993].

В пределах общего ареала намечаются локальные вариации КУАК. Так, в бассейне Куры круглые сырцовые дома сменяются со временем прямоугольными, причём при их сооружении наряду с сырцом широко используется дерево. Вместе с тем на ряде поселений бассейна Аракса отмечено сосуществование обоих типов построек в едином строительном горизонте, причём прямоугольные сооружения как бы пристроены к центральному круглому дому. Возможно, это отражает рост и обособление индивидуальных малых семей единой большой семейной общины. Плотность застройки на севере меньше, чем на юге.

Резкий контраст между керамикой энеолита и КУАК позволил на первых порах считать последнюю привнесённой. Но позднее были обнаружены ранние слои КУАК, характеризующиеся близкой к энеолиту грубой гладкостенной керамикой, бурой или светлой, неравномерно лощёной и плохо обожжённой. С другой стороны, в поселениях Техут юго-западнее г. Еревана, Амиранис-Гора и Хизанаант-Гора в бассейне Куры отдельные черты керамики КУАК появляются ещё в позднеэнеолитических слоях. Обнаружены слои со смешанной керамикой энеолита и КУАК (Кикети и Тетри-Цкаро на правобережье средней Куры). Непосредственное перекрытие энеолита слоями КУАК выявлено на поселениях Шенгавит в Араратской долине, Хизанаант-Гора и Баба-Дервиш в бассейне Куры. Эти данные позволяют говорить о формировании КУАК на базе местного энеолита, причём наиболее ранние памятники концентрируются в междуречье Куры и Аракса (Ширак и Квемо-Картли), но быстро распространяются в бассейны обеих рек.

В развитии основного ареала распространения КУАК можно выделить, как минимум, три стадии: стадию становления на базе местного энеолита, зрелую

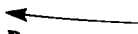

Рис. 105. Петроглифы, обнаруженные нами на Сюникском нагорье в зоне Ханарассарского разлома северо-западнее Сюникской структуры pull-apart (см. 12, 17, 18 на рис. 109): сцена охоты с луком, ритуальная сцена и символические изображения

Fig. 105. Petroglyphs in the Khanarassar fault zone to the NW of the Syunik pull-apart structure (12, 17, and 18 in fig. 109): hunting with a bow (A); sacral episode (B); and symbolic signs (B, Г)

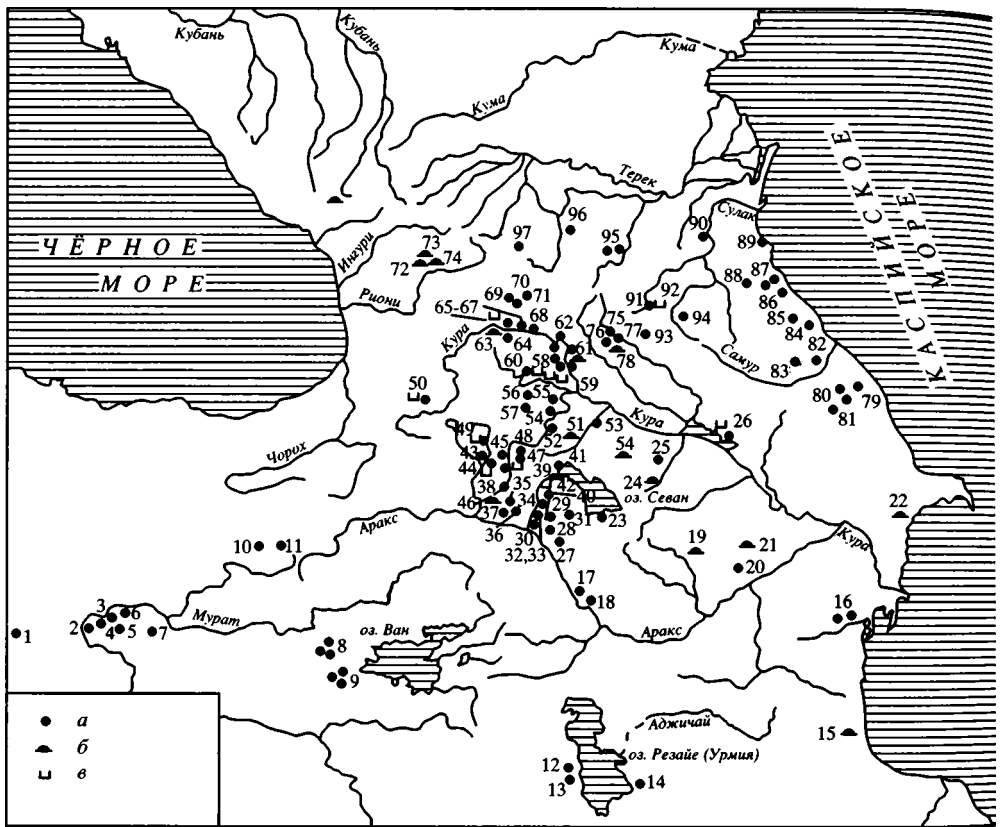


Рис. 106. Распространение памятников куро-араксской культуры, по карте Р.М.Мунчаева [Кушнарева, 1993]

Цифры на карте: 1 – Арслан-Тепе, 2 – Пулур (Сакиол), 3 – Тулин-Тепе, 4 – Тепечик, 5 – Норшун-Тепе, 6 – Дагирмен-Тепе, 7 – Куруджу-Тепе, 8 – район г.Муша, 9 – район г.Битлиса, 10 – Пулур, 11 – Караз, 12 – Гиджлар-Тепе, 13 – Геби-Тепе, 14 – Яник-Тепе, 15 – Астар, 16 – Мишарчай I, II, 17 – Кюль-Тепе I, 18 – Кюль-Тепе II, 19 – Хаченагет, 20 – Гаракепек-Тепе, 21 – Уч-Тепе, 22 – Гобустан, 23 – Цовинар, 24 – Хачбулаг, 25 – Заглик, 26 – Мингечаур, 27 – Арташат, 28 – Двин, 29 – Джраовит, 30 – Норабац, 31 – Гарни, 32 – Муханнат-Тапа, 33 – Шенгавит, 34 – район г.Еревана, 35 – Шреш-Блур, 36 – Мецамор, 37 – Мохра-Блур, 38 – Маисян, 39 – Элар, 40 – Дарани, 41 – Севан, 42 – Лчашен, 43 – Кети, 44 – Карнут, 45 – Арич, 46 – Арагац, 47 – Коси-Чотер, 48 – Такаворанист, 49 – Ленинанкан (Гюмри), 50 – Амиранис-Гора, 51 – Иджеванский район, 52 – Шаглама II, III, 53 – Шамхорский район, 54 – Шулаверис-Гора, 55 – Имирис-Гора, 56 – Тетри-Цкаро, 57 – Самшвилде, 58 – Кикети, 59 – Тамариси, 60 – район г.Триалети, 61 – г.Тбилиси и район Тбилиси, 62 – район г.Михета, 63 – Тквиави, 64 – Бериклдебе, 65–67 – Урбниси, Хизанаант-Гора, Квацхелеби, 68 – Гудабердка(Цихиа-Гора, 69 – Згудрис-Гверда, 70 – Нарац-Гора, 71 – Кулбакеби, 72 – Сачхери, 73 – Царнис-Гора, 74 – Корети, 75 – Греми, 76 – Илто, 77 – Сиони, 78 – Машнаари, 79 – Борисполь-Тепе, 80 – Гялдо-Тепелери, 81 – Гевдишан-Тепе, 82 – Гильяр, 83 – Шаракун, 84 – Дербент, 85 – Великент, 86 – Мамайкутан, 87 – Каякент (Геми-Тюбе I(II), 88 – Мекеги, 89 – Махачкала, 90 – Чиркей, 91 – Галгалатли, 92 – Шебох, 93 – Гинчи, 94 – Чинна, 95 – Серженьюрт I(II), 96 – Луговое, 97 – Шаулегет; а – поселения, б – курганы, в – грунтовые могилы

Fig. 106. Sites of the Kura-Araks culture, after R.M. Munchaev's map [Кушнарева, 1993]

Numerals in the map: 1 – Arslan-Tepe, 2 – Pulur (Sakiol), 3 – Tulin-Tepe, 4 – Tepechik, 5 – Norshun-Tepe, 6 – Daghirmen-Tepe, 7 – Kuruju-Tepe, 8 – area of the town of Mush, 9 – area of the town of Bitlis, 10 – Pulur, 11 – Karaz, 12 – Ghijlar-Tepe, 13 – Ghebi-Tepe, 14 – Yanik-Tepe, 15 – Astar, 16 – Misharchai I, II, 17 – Kyul-Tepe I, 18 – Kyul-Tepe II, 19 – Khachenaghet, 20 – Garakepek-Tepe, 21 – Uch-Tepe, 22 – Gobustan, 23 – Tsovinar, 24 – Khachbulag, 25 – Zaglik, 26 – Minghechaur, 27 – Aptashat, 28 – Dvin, 29 – Jraovit, 30 – Norabats, 31 – Garmi, 32 – Muhannat-Tapa, 33 – Shengavit, 34 – region of the city of Yerevan, 35 – Shresh-Blur, 36 – Metsamor, 37 – Mohra-Blur, 38 – Maisyan, 39 – Elar, 40 – Darani, 41 – Sevan, 42 – Lchashen, 43 – Keti, 44 – Karnut, 45 – Arich,

стадию и позднюю стадию, заключительный этап которой известен больше по могильникам, чем по поселениям. В конце зрелой стадии обозначилась тенденция к концентрации поселений вдоль крупных и наиболее полноводных рек. Тогда же и позднее происходит интенсивное освоение высоких предгорий и горных долин. Поселения, в том числе такие крупные, как Арич в Шираке, возникают в труднодоступных, естественно защищенных местах [Кушнарёва, 1993]. Возникшая необходимость в обороне поселений проявилась также в смыкании стен домов (типа краала).

В позднюю стадию КУАК распространяется на юго-восток и юго-запад. На юго-востоке, в окрестностях оз. Урмия, КУАК развивается на прежде заброшенных позднехалколитических поселениях Геой-Тепе и Яник-Тепе. Обнаружены подобные поселения в районе Тебриза, а отдельные черты поздней КУАК – в более южных районах Северного Загроса. Другая волна распространения охватила Восточную Анатолию. Там, в верховьях р. Евфрат (Эрзрумская впадина) ещё в конце зрелой эпохи возникли поселения Пулур и Караз. Позднее КУАК достигла районов городов Малатья и Элязиг. Тогда же или позже влияние КУАК достигает Сирии и Палестины, где развивается родственная ей кирбет-керакская культура. Проникновение КУАК в Анатолию происходило длительно. В поселении Арелан-Тепе возле г. Малатья еще в слоях второй половины IV тысячелетия до н.э. обнаружены следы импорта КУАК, составляющие до 30% керамических изделий. Позднейшее распространение КУАК сюда, как и в Северо-Западный Иран происходило из Араратской долины.

К.Х. Кушнарёва [1993] датирует архаичную стадию КУАК второй половиной IV тысячелетия до н.э. и относит последующие стадии (периоды) КУАК к концу IV, первой и второй трети III тысячелетия. Приводимые К.Х. Кушнарёвой радиоуглеродные даты подтверждают такой возраст зрелой стадии и омолаживают заключительную стадию КУАК. Примерно такие же возрастные рубежи КУАК (от второй половины IV до середины III тысячелетий до н.э.) даёт А.И. Джавахишвили [1973].

Новые данные по возрасту ранних стадий КУАК приводит Р.С. Бадалян [1996]. Наиболее точными он считает для архаичной фазы данные из нижних горизонтов Хорума, указывающие при σ_2 на XXXV–XXX вв. до н.э. (определение AA-7767 и AA-10191), а для зрелой стадии данные из верхних слоев Мохраблур, указывающие на XXIX–XXVI вв. (определение GrN-8177). По данным К.Х. Кушнарёвой [1993], начало зрелой стадии датировано на поселениях Амиранис-Гора (помещение III) и Кюль-Тепе I началом III тысячелетия, а её конец падает на поселениях Амиранис-Гора (помещение XXIX) и Квацхелеби на вторую половину III тысячелетия; тот же возраст имеет древнейший горизонт Пулур.

Принципиальное значение для возраста заключительной стадии КУАК имеют приводимые Р.С. Бадаляном [1996] определения из шенгавитского комплекса в Карнуге (AA-7787) и Шенгавите (JE-672). При σ_2 они дают

←

46 – Aragats, 47 – Kosi-Choter, 48 – Takavoranist, 49 – Leninakan (Ghyumri), 50 – Amiranis-Gora, 51 – Idjevan district, 52 – Shaglama II, III, 53 – Shamhor district, 54 – Shulaveris-Gora, 55 – Imiris-Gora, 56 – Tetri-Tskaro, 57 – Samshvilde, 58 – Kiketi, 59 – Tamarisi, 60 – Trialeti district, 61 – region of the city of Tbilisi, 62 – Mtskheta district, 63 – Tkviavi, 64 – Berikleebe, 65–67 – Urbnisi, Khizanaant-Gora, and Kvatskhelebi, 68 – Gudaberdka (Tshhia-Gora), 69 – Zgudris-Gverda, 70 – Narats-Gora, 71 – Kulbakebi, 72 – Sachkheri, 73 – Tsarnis-Gora, 74 – Koreti, 75 – Gremi, 76 – Ilto, 77 – Sioni, 78 – Mashnaari, 79 – Borispol-Tepe, 80 – Ghyaldo-Tepeleri, 81 – Ghevdisan-Tepe, 82 – Ghilyar, 83 – Sharakun, 84 – Derbent, 85 – Velikent, 86 – Mamaikutan, 87 – Kaiakent (Ghemi-Tyube I-II), 88 – Mekeghi, 89 – Mahachkala, 90 – Chirkei, 91 – Galgalati, 92 – Sheboh, 93 – Ghinchi, 94 – Chinna, 95 – Serjen'yurt I-II, 96 – Lugovoe, 97 – Shauleghet, a – settlement, b – burial mounds, e – ground graves

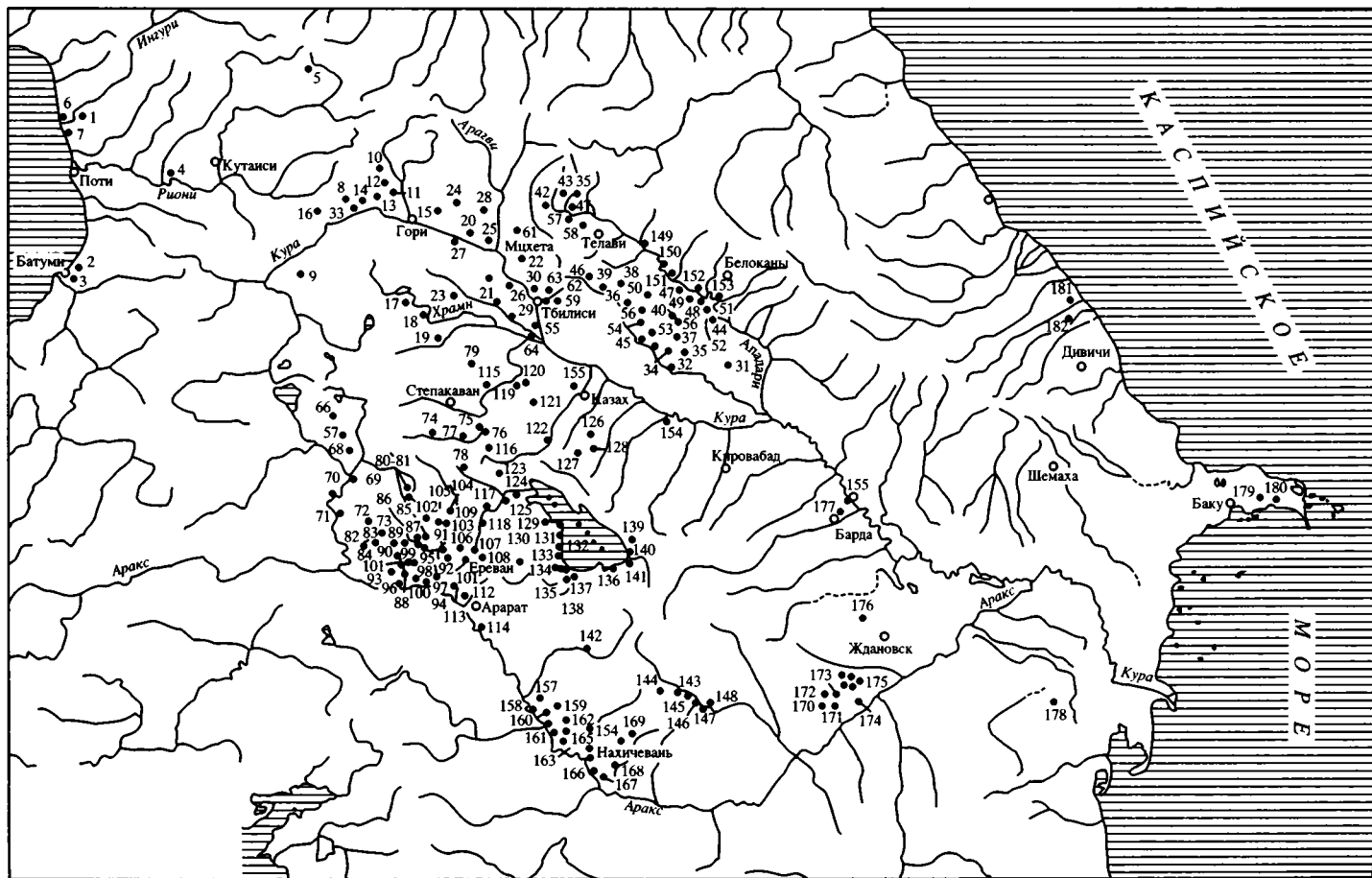


Рис. 107. Распространение памятников средней бронзы в Закавказье (триалетская, кармир-бердская и кизыл-ванкская культуры) [Кушнарева, 1993]

1 – Анаклиа, 2 – Испани, 3 – Намчедури, 4 – Носири, 5 – Брили, 6 – Пичори, 7 – Эргети, 8 – Чагали, 9 – Месхети, 10 – Квасатали, 11 – Нацар-Гора, 12 – Нули, 13 – Приневи, 14 – Авневи, 15 – Бошури, 16 – Банисхеви, 17 – Цалка, 18 – Триалети, 19 – Дманиси, 20 – Ашуранская поляна, 21 – Ардисубани, 22 – Лило, 23 – Бедени, 24 – Гракали, 25 – Самтавро, 26 – Трелигореби, 27 – Метехи, 28 – Нареквави, 29 – Марнеули, 30 – Рустави, 31 – Дилича, 32 – Чачуна, 33 – Мцарецкали, 34 – Пурецкали, 35 – Лапанкури, 36 – Акакиантхеви, 37 – Ткисоло-Гора, 38 – Садуга, 39 – Мравалцкали (Удабно), 40 – Дзвели-Анага, 41 – Швиндиани, 42 – Илто, 43 – Земо-Алвани, 44 – Шираки, 45 – Магаро, 46 – Шавимитсвели, 47 – Наомари-Гора, 48 – Рухи-Гора, 49 – Мукреби-Гора, 50 – Хашал-Гора, 51 – Нерги-Гора, 52 – Бумболо-Гора, 53 – Акациеби, 54 – Самархеби, 55 – Бакуртсхе, 56 – Асанури-Гора, 57 – Кистаури, 58 – Сакобиано, 59 – Джандара, 60 – Цнори, 61 – Марткопи, 62 – Бери-Клдеби, 63 – Натахара, 64 – Бедени, 65 – Сиони, 66 – Амасиа, 67 – Кети, 68 – Мамашен, 69 – Карнут, 70 – Ленинан (Гюмри), 71 – Ширакаван, 72 – Артик, 73 – Арич, 74 – Лори-Берд, 75 – Одзун (Узунлар), 76 – Дзорагет, 77 – Качаган, 78 – Камакатар, 79 – Кировакан (Ванадзор), 80 – Апаран, 81 – Джарджарис, 82 – Талин, 83 – Базма-Берд, 84 – Аруч, 85 – Воскеваз, 86 – Верин-Навер, 87 – Перси, 88 – Агавнатун, 89 – Шамирам, 90 – Цахкаландж (Агджакала), 91 – Ошакан, 92 – Айгешат, 93 – Мецсамор, 94 – Зеива, 95 – Цианан (Грамп), 96 – Маисян, 97 – Хатунарх, 98 – Эчмиадзин, 99 – Ахтемир, 100 – Евджилар, 101 – Арагач, 102 – Мугни, 103 – Аштарак, 104 – Сеганасар, 105 – Сасуник, 106 – Кармир-Берд (Тазакенд), 107 – Элар, 108 – Балаовит, 109 – Ереван (Цицернака-Берд, Аванское шоссе, Муханнат-Тала, Завод автоагрегатов, Завод очистных сооружений, Завод резино-технических изделий, Кирза, Чарбах, Химзавод), 110 – Норабан, 111 – Гарни, 112 – Двин, 113 – Джаовит, 114 – Айгеван, 115 – Акнер (Ворнак), 116 – Лорут, 117 – Солак, 118 – Карашамб, 119 – Ноemberjan, 120 – Джуджеван, 121 – Джогаз, 122 – Иджеван, 123 – Дилижан, 124 – Севан-ГЭС, 125 – Лчашен, 126 – Берд, 127 – Навур, 128 – Кирги, 129 – Айриванк, 130 – Норадуз, 131 – Камо (Нор-Баязет), 132 – Кармир, 133 – Норагюх, 134 – Личк, 135 – Нижний Геташен, 136 – Цовинар, 137 – Мартуни, 138 – Золакар, 139 – Варденис (Басаргичар), 140 – Кара-Ахпюр, 141 – Ахунк, 142 – Малишка, 143 – Кошундаш, 144 – Ангехакот, 145 – Сисиан, 146 – Сиони-Берд, 147 – Ахлатян, 148 – Воротна-Берд, 149 – Падарчел, 150 – Джумакед, 151 – Салмандере, 152 – Дашюз, 153 – Кюдурлу, 154 – Гараджамирли, 155 – Борсулу, 156 – Авейдаг, 157 – Шор-Тепе, 158 – Оглан-Кала, 159 – Азна-Бюрд, 160 – Шахтахты, 161 – Гяур-Кала, 162 – Кюль-Тепе II, 163 – Карабагляр, 164 – Кюль-Тепе I, 165 – Нахичеван, 166 – Кизыл-Ванк (Кармир-Ванк), 167 – Джульфа, 168 – Нахаджир, 169 – Арафса, 170 – Гюнеш-Тепе, 171 – Гаракепек-Тепеси, 172 – Карабулаг, 173 – Узун-Тепе, 174 – Узун-Тепе II, 175 – Мильская степь, 176 – Узерлик-Тепе, 177 – Зурнабад, 178 – Аликемек-Тепеси, 179 – Кобыстан, 180 – Дюбенди, 181 – Сеидляр, 182 – Серкет-Тепе

Fig. 107. The Middle Bronze sites in the Transcaucasus (the Trialeti, Karmir-Berd and Kizyl-Vank cultures) [Кушнарева, 1993]

1 – Anaklia, 2 – Ispani, 3 – Namcheduri, 4 – Nosiri, 5 – Brili, 6 – Pichori, 7 – Ergheti, 8 – Tsagali, 9 – Meskheti, 10 – Quasatali, 11 – Natsar-Gora, 12 – Nuli, 13 – Prinevi, 14 – Avnevi, 15 – Boshuri, 16 – Baniskhevi, 17 – Tsalka, 18 – Trialeti, 19 – Dmanisi, 20 – Ashuranskaya polyana, 21 – Apdisubani, 22 – Lilo, 23 – Bedeni, 24 – Grakali, 25 – Samtavro, 26 – Treligorebi, 27 – Metehi, 28 – Narequavi, 29 – Marneuli, 30 – Rustavi, 31 – Dilicha, 32 – Chachuna, 33 – Mitsaretskali, 34 – Putssetskali, 35 – Lapankuri, 36 – Akakiantkhevi, 37 – Tkisbolo-Gora, 38 – Saduga, 39 – Mravaltskali (Udabno), 40 – Dzveli-Anaga, 41 – Shindiani, 42 – Ilto, 43 – Zemo-Alvani, 44 – Shiraki, 45 – Magaro, 46 – Shavimitisveli, 47 – Naomari-Gora, 48 – Ruxi-Gora, 49 – Mukrebi-Gora, 50 – Khashal-Gora, 51 – Nerghi-Gora, 52 – Bumbolo-Gora, 53 – Akatsiebi, 54 – Samarhebi, 55 – Bakurtsihe, 56 – Asanuris-Gora, 57 – Kistauri, 58 – Sakobiano, 59 – Jandara, 60 – Tsnori, 61 – Martkopi, 62 – Beri-Kldebi, 63 – Natahara, 64 – Bedeni, 65 – Sioni, 66 – Amasia, 67 – Keti, 68 – Marmashen, 69 – Karnut, 70 – Leninakan (Ghyumri), 71 – Shirakavan, 72 – Artik, 73 – Arich, 74 – Lori-Berd, 75 – Odzun (Uzunlar), 76 – Dzoraghet, 77 – Kachagan, 78 – Kamakatar, 79 – Kirovakani (Vanadzor), 80 – Aparan, 81 – Jarjaris, 82 – Talin, 83 – Bazma-Berd, 84 – Aruch, 85 – Voskevaz, 86 – Verin-Naver, 87 – Persi, 88 – Agavnatun, 89 – Shamiram, 90 – Tsahkalanj (Agjakala), 91 – Oshakan, 92 – Aigheshat, 93 – Metsamor, 94 – Zeiva, 95 – Tsiatsan (Grampa), 96 – Maisyan, 97 – Khatunarh, 98 – Echmiadzin, 99 – Ahtemir, 100 – Evjilar, 101 – Aragats, 102 – Mugni, 103 – Ashtarak, 104 – Seganasar, 105 – Sasunik, 106 – Karmir-Berd (Tzakend), 107 – Elar, 108 – Balaovit, 109 – Yerevan (Tsitsemaka-Berd, Avan road, Muhannat-Tapa, Auto-aggregate plant, Plant of cleaning equipment, Plant of mechanical rubber goods, Kirza, Charbah, Chemical plant), 110 – Norabats, 111 – Garni, 112 – Dvin, 113 – Jaovit, 114 – Aighevan, 115 – Akner (Vornak), 116 – Lorut, 117 – Solak, 118 – Karashamb, 119 – Noemberjan, 120 – Juevan, 121 – Jogaz, 122 – Idjevan, 123 – Dilijan, 124 – Sevan Power Plant, 125 – Lchashen, 126 – Berd, 127 – Navur, 128 – Kirghi, 129 – Airivank, 130 – Noraduz, 131 – Kamo (Nor-Bayazet), 132 – Karmir, 133 – Noraghyuh, 134 – Lichk, 135 – Lower Ghetashen, 136 – Tsovinar, 137 – Martuni, 138 – Zolakar, 139 – Vardenis (Basarghichar), 140 – Kara-Ahpyur, 141 – Ahunk, 142 – Malishka, 143 – Koshundash, 144 – Anghehakot, 145 – Sisian, 146 – Syuni-Berd, 147 – Ahlatyan, 148 – Vorotna-Berd, 149 – Padarchel, 150 – Jumakend, 151 – Salmandere, 152 – Dashyuz, 153 – Kyudurlu, 154 – Garajamirli, 155 – Borsunlu, 156 – Aveidag, 157 – Shor-Tepe, 158 – Oglan-Kala, 159 – Azna-Byurd, 160 – Shahtahty, 161 – Ghyaur-Kala, 162 – Kyul-Tepe II, 163 – Karabaglyar, 164 – Kyul-Tepe I, 165 – Nakhichevan, 166 – Kizyl-Vank (Karmir-Vank), 167 – Julfa, 168 – Nahajir, 169 – Arafasa, 170 – Ghyunesh-Tepe, 171 – Garakepek-Tepesi, 172 – Karabulag, 173 – Uzun-Tepe, 174 – Uzun-Tepe II, 175 – Miiskaya steppe, 176 – Uzerlik-Tepe, 177 – Zurnabad, 178 – Alikemek-Tepesi, 179 – Kobystan, 180 – Dyubendi, 181 – Seidlyar, 182 – Serket-Tepe

XXVI–XXII вв. до н.э., чему не противоречат и данные по позднему Баба-Дервишу. Определения, характеризующие позднюю стадию КУАК, получены также из поселений района оз. Урмия и Восточной Анатолии. Даты из Геой-Тепе (слой К-3) и Яник-Тепе относятся ко второй половине III тыс. до н.э. (вплоть до самого его конца на Яник-Тепе). Тот же возрастной диапазон охватывают более высокие горизонты Пулур, поселения Куруджу-Тепе и Тепеджик в районе Малатьи и Элязига [Кушнарева, 1993]. Показательно, что возраст поздней стадии КУАК совпадает с возрастом наиболее древних триалетских (беденских) курганов, относимых уже к эпохе средней бронзы.

Новые сведения о КУАК получены нами в ходе палеосейсмогеологических работ на памятнике Фиолетово восточнее г. Ванадзора (см. раздел 6.2.1). Здесь на вершине и склонах холма, расположенного на южном берегу р. Акстеф, производились медные разработки, а у южных подножий холма, вероятно, находилось поселение. Как на склонах холма (частично, чередующиеся с рудными отвалами), так и в канаве, вскрывшей южное основание склона, обнаружены культурные линзы, содержащие, по определениям П. Аветисяна и Р. Бадаляна, типичную керамику поздней КУАК (XXVI–XXII вв. до н.э.) [Philip et al., 2002]. С этим согласуются радиоуглеродные даты (ГИН-9917) из привершинной части холма: 3940 ± 90 лет [2500–2300 гг. до н.э.] (уголь) и 3900 ± 120 лет [2500–2200 гг. до н.э.] (щелочная вытяжка органики). Однако слой палеопочвы в основании южного склона холма, насыщенный такой же керамикой, дал существенно более древний возраст: 5030 ± 170 лет [3980–3650 гг. до н.э.] (ГИН-9919). Можно полагать, что эта почва служила основанием небольшого сооружения и в ходе его эксплуатации была лишена самого молодого верхнего горизонта. Обломки керамики перекрыли и частично вдавились в сохранившуюся более древнюю часть почвы.

Важные перемены в культурной эволюции Южного Кавказа произошли во второй половине III тыс. до н.э. на границе раннего и среднего бронзового века. В пределах прежнего основного ареала КУАК сформировались триалетская (ТК), а затем кармир-бердская и кизыл-ванкская культуры (рис. 107). Их общей особенностью является то, что они представлены главным образом материалами могильников (некрополей), в большей или меньшей мере преобладавшими над поселениями, количество которых и мощность наслоений резко сокращаются по сравнению с КУАК. Так, среди обнаруженных памятников кармир-бердской культуры, по данным А.Е. Симоняна [1984], на одно поселение приходится 4 могильника. Доля могильников среди памятников особенно велика в ТК и, по-видимому, уменьшается в кизыл-ванкской культуре.

Преобладание захоронений при резком уменьшении числа поселений, во-первых, позволяет предполагать уменьшение численности населения и, во-вторых, указывает на изменение их экономического уклада – возрастание роли скотоводства. Изменяется обряд погребения – доминируют курганы, иногда со сложными сооружениями и богатым инвентарём. Это свидетельствует о социальном и имущественном расслоении общества, достигшем максимума в заключительную – «цветущую» фазу ТК. Ещё одна общая черта всех трёх культур – расписная керамика разного стиля. Она сосуществует в разных пропорциях с чернолощёной и грубой «кухонной» посудой. Начал использоваться гончарный круг. Заметен прогресс в производстве металлических и ювелирных изделий.

Древнейшие памятники ТК, представленной главным образом курганными захоронениями, выделяются как «ранние курганы», или беденская культура. Она известна более всего на территории Грузии, которую, по-видимому, и следует считать очагом её распространения в Армению, Карабах и даже Дагестан.

где эта культура представлена единичными находками. Вместе с тем в Грузии беденская культура обнаруживается в достаточно широком ареале: в бассейне р. Храми (Триалети, Бедени, Шулавери), в районе Тбилиси–Мцхеты (курганы Марткопи и Самгори, поселение Бери-Клдееби) и Алазанской долине (Цнори).

К ранней фазе беденской культуры относятся большие курганы Триалети, где под курганной насыпью вскрыты просторные грунтовые могилы с бревенчатым накатом, несколькими скелетами и разнообразным инвентарём. В деталях керамики (лощение, характер орнамента) и облике металлоизделий проявляется преемственность от КУАК. В более зрелую фазу чернолощёная керамика становится тонкостенной и изысканной по форме. Появляется оловянная бронза. В одном из Алазанских курганов найдена золотая фигурка льва. Пол могилы устилается циновками, войлоком или шкурами. В больших курганах Бедени и Цнори покойник (мужчина) уложен на колесницу. Его сопровождают насильственно умерщвленные близкие.

Согласно приводимым К.Х. Кушнарёвой [1993] радиоуглеродным датировкам, беденская культура имеет возраст от конца III тысячелетия (по этим датам и характеру керамики беденская культура какое-то время сосуществовала с КУАК) до XVII в. до н.э. (рис. 108). Однако на территории Армении и Карабаха, где эту культуру называют курганной, её датируют лишь концом III тысячелетия, точнее, XXVI–XXII вв. [Аветисян и др., 1996].

ТК более известна нерядовыми погребениями своей поздней («цветущей») стадии, выделяемой под названием триалетско-кировкаканской (триалетско-ванадзорской). Ареал её распространения охватывает всю центральную часть Закавказья (Грузию, кроме западной части и Абхазии, Армению и соседние районы Азербайджана, в частности, Нахичевань). Наряду с курганами, в Алазанской долине и районе Нахичевани обнаружены многослойные поселения с горизонтами «цветущей» стадии, причём в поселении Илто прослежена преемственность керамики от КУАК. Памятники «цветущей» стадии встречены также в районах г. Карса, оз. Ван и Урмия.

Под курганными насыпями вскрыты погребальные камеры, которые в Триалети и Зуртакети достигают площади 200 м² и высоты 6 м. Нередко стены камер выложены камнем, и они перекрыты бревенчатым накатом, а в Месхети каменными плитами. Часто в камеру ведёт дромос. Покойника кремируют, и прах укладывается на колесницу или погребальное ложе. В могилу погружают части жертвенных быков и разнообразные по размеру и назначению чернолощёные и расписные керамические сосуды, причём в грузинских курганах чернолощёная керамика существенно преобладает, а в Армении возрастает относительное количество расписной посуды. Обнаружены различное парадное оружие, сделанное в основном из оловянной бронзы, и великолепные образцы ювелирных изделий (серебряные кубки со сложными фигурными изображениями из Карашамбского и Триалетского курганов, золотая чаша со львами из Кироваканского кургана и др.).

В районе Месхети курганы расположены группами, в каждой из которых присутствует один большой курган, окружённый курганами меньших размеров и более многочисленными мелкими курганами с кромлехами. Небольшие курганы имеются и на других могильниках, а в Армении и Азербайджане многочисленные мелкие курганы с кромлехами часто встречаются на горных плато и без крупных курганов. В таких мелких захоронениях расписные сосуды отсутствуют, а чернолощёная керамика представлена мелкими образцами. Нередко они мало отличаются от керамики КУАК. Покойник не кремирован, а уложен, как это делалось прежде, в скрюченном положении на боку.

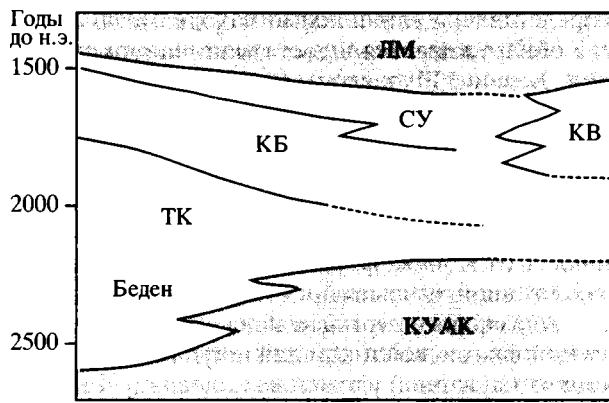


Рис. 108. Хронологические соотношения триалетской (с ранней беденско-курганной группой), кармир-бердской (с севано-узерликской группой) и кизыл-ванкской культур, по данным разных исследователей [Кушнарева, 1993; Аветисян и др., 1996; Аветисян, Бадалян, 1996] с дополнениями

Культуры: КУАК – куро-аракская (ранняя бронза), Беден – беденская, ТК – триалетская, KB – кармир-бердская, СУ – севано-узерликская, KB – кизыл-ванкская, ЛМ – лчашен-мецаморская (поздняя бронза)

Fig. 108. Chronological correlation of the Trialeti (together with earlier Beden=«burial mound» group), Karmir-Berd (together with later Sevan-Uzerlik group) and Kizyl-Vank cultures, according to different authors' data [Кушнарева, 1993; Аветисян и др., 1996; Аветисян, Бадалян, 1996] with additions

Earlier Bronze: КУАК – Kura-Araks culture; Middle Bronze: Беден – Beden culture, ТК – Trialeti culture, KB – Karmir-Berd culture, СУ – Sevan-Uzerlik culture, KB – Kizyl-Vank culture; Late Bronze: ЛМ – Lchashen-Metsamor culture

К.Х. Кушнарёва [1993] оценивает возраст «цветущей» стадии ТК сопоставлением её бронзовых изделий с образцами из Присредиземноморья и Малой Азии. Секира Кироваканского кургана имеет переднеазиатские прототипы, которые изготавливались ещё в III тыс. и, по мнению К.Х. Кушнарёвой, начали поступать на Южный Кавказ в начале II тыс. до н.э. Аналогии триалетского копья с втульчатым наконечником найдены в Рас-Шамре (Угарите), Трое VI и Микенской шахтной гробнице, примерно отвечающей по возрасту этапу LM IA (см. раздел 4.4) минойской культуры (1600–1500 гг. до н.э.). Мечи типа «рапиры» изготавливались в городах крито-микенской цивилизации в средне- и позднемикенское время и, по мнению К.Х. Кушнарёвой, могли экспортироваться в пору наиболее массовой фабрикации (XVI–XV вв.).

Более сложная цепочка сопоставлений построена на том, что расписная керамика триалетских курганов сходна с посудой слоя поселения Хафтаван-Тепе возле оз. Урмия, параллелизуемой со слоем IV Динка-Тепе, который не древнее начала XVII в. до н.э. Исходя из всех этих сопоставлений, К.Х. Кушнарёва датирует триалетско-кировкаканскую стадию ТК 1650–1450 гг. до н.э., допуская, что в отдельных местах ареала она могла начаться раньше. Армянские исследователи, на основе сопоставлений с датированными памятниками, не считают возможным принять возраст этой стадии моложе XVIII в. [Аветисян и др., 1996].

Ареал кармир-бердской культуры охватывала всю территорию современной Армении и соседние части Грузии и Азербайджана до р. Куры. Наиболее густо памятники этой культуры распространены в Араратской долине. Для их характеристики и стратификации особенно важны обширные могильники Кармир-Берда, Верин-Навера, Элара, Арича и Лчашена. Под небольшими каменно-зем-

данными насыпями погребений вскрыты прямоугольные грунтовые или вырубленные в туфе могилы, перекрытые плитами и окружённые кромlechами. В Кармир-Бердском могильнике захоронения ориентированы в направлении С-Ю. Покойников хоронили в скрюченном положении на боку, как и в эпоху КУАК, причём в Верин-Навере выявлена закономерность: женщины лежат на левом боку, а мужчины – на правом. Сопутствующий инвентарь обычно ограничен керамикой, тушами или частями туш крупного рогатого скота. Наряду с могильниками обнаружены кармир-бердские слои на поселениях в Мецаморе, Джраовите, Айгеване, Эчмиадзине, Хатунархе, Гарни, Ариче, Лчашене, а также Узерлик-Тепе у восточных подножий Карабаха. Нижние ряды кладки крепости Кармир-Берд, возможно, имеют тот же возраст.

По эволюции керамики намечается стратификация памятников кармир-бердской культуры [Кушнарёва, 1993]. На поселениях Айгеван, Гарни и в некоторых могилах Арича, Золакара и других некрополей выявлена архаичная стадия развития культуры, где чернолощёная посуда с врезным орнаментом, близкая к керамике поздней КУАК, и грубая «кухонная» посуда сочетаются с ещё редкой расписной керамикой. На зрелой стадии расписной керамики становится больше, причём значительная её часть изготовлялась на гончарном круге, а на чернолощёной керамике врезной орнамент сменяется точечным штампованным.

Севано-узерликская группа памятников [Мартirosян, 1964] характеризуется теми же основными чертами, что и кармир-бердская культура, и выявлена в том же, хотя и несколько суженном ареале. Она отличается от этой культуры иным, хотя также геометрическим стилем росписи посуды. Совершенствуется и техника орнаментации чернолощёной посуды: для точечного штампа, по-видимому, производилась предварительная разметка изделия циркулем. Возрастает число металлоизделий, изготовленных из оловянной бронзы.

Наряду с преобладанием захоронений выявлены поселения с севано-узерликскими слоями: Айгеван, Мецамор, Муханнат-Тапа в Араратской долине, Ширакаван в Северо-Западной Армении, Лори-Берд возле г. Степанавана, Узерлик-Тепе, с верхними слоями которого параллелизуется ряд других поселений Мильской степи. На Узерлик-Тепе выделяется нижний горизонт (0,8 м), в котором представлена лишь «кухонная», чёрно- и буролощёная посуда. В двух верхних горизонтах (1,5 м) они сочетаются с парадной расписной красноангобирванной керамикой в пропорциях: «кухонная» – 61%, лощёная – 37%, расписная – 2%. Дома сооружались на деревянных столбах с плетенкой, обмазанной глиной. Если во время формирования нижнего горизонта поселение было незащищённым, то позднее вокруг него возводится стена из сырцового кирпича. Средний слой охарактеризован радиоуглеродной датой 3300 ± 260 лет [1900–1300 гг. до н.э.] (ЛЕ-496) [Кушнарёва, 1993]. Иначе выглядело горное поселение Лори-Берд: здесь сооружались каменные дома, а всё поселение было обнесено циклопической стеной.

Совершенствование керамики и металлообработки указывает на более молодой возраст севано-узерликской группы по сравнению с кармир-бердской культурой. На ряде поселений севано-узерликские слои залегают выше кармир-бердских, а на поселениях Айгеван, Мецамор, Джраовит, Муханнат-Тапа, Гарни и в некоторых погребениях Кармир-Берда и Верин-Навера их изделия встречаются совместно. Таким образом, севано-узерликский этап средней бронзы следовал за кармир-бердским, причём в течение некоторого времени культурные традиции этих этапов сосуществовали.

Кизыл-ванкская культура, названная так по монастырю Кармир-Ванк, выделена на левобережье Аракса в районе Нахичевани. Культуру характеризует

расписная керамика своеобразного стиля. Она изготовлялась главным образом вручную и покрыта красным ангобом, на котором нанесён красный и чёрный узор по светлому фону (есть и другие цветовые сочетания); преобладает геометрический орнамент с редкими схематическими изображениями животных и ритуальными сценами.

Культура представлена могильниками и поселениями. К числу открытых поселений относятся Кизыл-Ванк, Кюль-Тепе I, Шор-Тапа с среднебронзовым культурным слоем 2–3 м. Наряду с ними существовали укрепленные поселения. Это прежде всего Кюль-Тепе II с культурным слоем до 4,5 м, внутренней цитадели, мощёной улицей, прямоугольными домами, культовыми и производственными помещениями. Ему, вероятно, одновозрастны укрепленные и расположенные в труднодоступных участках крупные поселения Огланкала, Газанки, Чалхпнкала и другие. В 5–6 км западнее Кюль-Тепе II находятся соляные копи с керамикой того же возраста, где в древности было добыто около 11 000 т соли. Кизыл-ванкские захоронения производились в «каменных ящиках» и грунтовых могилах. В одной из них найден скелет коня с бронзово-золотой пряжкой.

Непосредственные стратиграфические соотношения памятников описанных среднебронзовых культур с ТК на территории Армении указывают на их более молодой возраст. Это подтверждается радиоуглеродными датами нижних слоёв поселения Хором на северном склоне Арагаца, относимых к кармир-бердской культуре (XVII – первая половина XVI вв.), и расположенных рядом ранних погребений (вторая половина XVI в. – первая половина XV в. до н.э.) [Аветисян, Бадалян, 1996].

Вместе с тем выделение архаичной стадии развития кармир-бердской культуры, совмещавшей её черты с элементами КУАК, дало основание К.Х. Кушнарёвой [1993] относить её зарождение к границе III и II тыс. до н.э., а может быть, и концу III тысячелетия. Найденное в одном из захоронений зрелой стадии кармир-бердской культуры ожерелье с раковинами аналогично продукции мастерской в Ларсе (Южная Месопотамия). С политической точки зрения время, наиболее благоприятное для такого импорта, – XIX–XVIII вв. до н.э. На этом основании К.Х. Кушнарёва [1993] посчитала возможным датировать время перехода от кармир-бердской культуры к севано-узерликской XVIII веком. Время формирования севано-узерликских культурных горизонтов Узерлик-Тепе К.Х. Кушнарёва оценила в 200–300 лет (в том числе двух верхних горизонтов, которые заведомо моложе кармир-бердской культуры, в 150–200 лет). Отсюда следует, что верхний возрастной предел севано-узерликских памятников – XVII–XVI вв. до н.э.

Памятникам кизыл-ванкской культуры аналогичны поселения Хафтаван-Тепе (слой VIB) и Геой-Тепе (слой D) возле оз. Урмия [Кушнарёва, 1993]. Слой VIB датирован по археологическим данным 1900–1700 гг. до н.э. и содержит радиоуглеродную дату, отвечающую XXII в. до н.э. Слой D параллелизуется со слоем VI Хасанлу, датированным 1750–1550 гг. По этим данным кизыл-ванкская культура развивалась между 1900 и 1550 гг. до н.э. Керамика указанных североиранских памятников выглядит наряднее кизыл-ванкской и чаще изготовлена на гончарном круге. Это и ряд других подобных отличий позволяют рассматривать кизыл-ванкскую культуру периферией обширного культурного ареала, распространявшегося в Северо-Западный Иран.

Таким образом, нижний и верхний возрастные пределы рассмотренных среднебронзовых культур датируются К.Х. Кушнарёвой и цитируемыми армянскими исследователями одинаково. Очевидно также, что развитие ТК, по крайней мере на территории Армении, закончилось раньше группы кармир-берд-

ской, севанской и кизыл-ванкской культур. Что же касается по-разному оцениваемых соотношений между культурами, то, как нам представляется, указанная группа культур не только следовала за ТК, но и частично замещала её «фациально» (см. рис. 108).

На смену среднебронзовым культурам с конца XVI в. приходит лчашен-мецаморская культура. Она полностью вытесняет культуры средней бронзы к середине XV в. и представлена разнообразными свидетельствами материальной и духовной культуры и прежде всего каменными постройками поселений и могильниками, где над каждой могилой возведена небольшая кучка камней, окружённая кромлехом. Выявлены случаи, когда кромлех окружает несколько могил. Кладбища такого типа расположены вблизи поселений или вне их в горных скотоводческих районах, где встречены и одиночные могилы. Кладбища обычно невелики, хотя многослойный некрополь вблизи с. Зорац Карер в 3 км северо-восточнее г. Сисиана, где есть и могилы этого типа, занимает площадь в несколько гектаров.

Можно допустить, что лчашен-мецаморская культура постепенно распространялась из Присеванья, где она имела явно скотоводческую ориентацию, в более западные районы Армении. В обнажениях возле с. Лчашен, вскрывшихся из-под вод озера на южном берегу Малого Севана после техногенного падения его уровня в середине XX в., присутствует слой болотной почвы с остатками колесниц и многочисленной керамики. Радиоуглеродный возраст слоя – 3630 ± 100 [2140–1880 гг. до н.э.] и 3500 ± 100 лет [1940–1720 гг. до н.э.] [Саядян, 1985] (см. раздел 1.2.3). Судя по описаниям Ю.В. Саядяна, этот слой может частично соответствовать возрасту могильника Лчашен, типичного для рассматриваемой культуры.

Во второй трети II тысячелетия лчашен-мецаморская культура обнаруживается в Араратской долине, где есть очевидные свидетельства того, что её носители стали заниматься не только скотоводством, но и земледелием. Вырос уровень ремесла. Богатейший памятник этой культуры – Мецамор. Здесь обнаружены следы горнообогатительного, металлургического и керамического производства; выявлены импортные изделия, свидетельствующие о международной торговле; найдены остатки древней обсерватории (точнее, наблюдательной площадки), возможно, ориентированной на особое восхождение Сириуса. Полученная нами дата лчашен-мецаморских слоев Мецамора – 3300 ± 360 лет [конец XXI – XII вв. до н.э.] (ГИН-9342), не уточняет возраста этой культуры. Но к ней относятся средние горизонты поселения и многочисленные погребения Хоромы, датируемые второй половиной XV – первой половиной XIII вв., а также XI–VIII вв. до н.э. [Аветисян, Бадалян, 1996].

Поселения лчашен-мецаморской культуры существовали вплоть до урартских завоеваний и были (по крайней мере частично) разрушены ими. Вместе с тем в горизонтах VIII–VII вв. поселения Лори-Берд возле г. Степанавана много урартского импорта, но нет следов подобных разрушений. В более южных районах завоевателям оказывалось, по-видимому, ожесточенное и длительное сопротивление, для подавления которого понадобился ряд походов, о победоносных результатах которых мы узнаём из текстов Аргишти I (787–766 гг. до н.э.) и Сардури II (765–733 гг.).

В Мецаморе момент завоевания отмечен повсеместным разрушением и пожаром. Две пробы из слоя пожара дали возраст 2750 ± 110 лет и 2750 ± 40 [915–836 гг. до н.э.] (ГИН-9340 и ГИН-9341). Тот факт, что полученное определение древнее исторической даты события, по-видимому, объясняется тем, что сгоревшие конструкции сооружались несколькими десятилетиями раньше. Бы-

ли разрушены также крепости и поселения на южном берегу Севана. На месте некоторых прежних поселений, в частности, в Мецаморе и на юге Севана были воздвигнуты урартские крепости, которые, в отличие от предыдущих, сложены из хорошо отёсанных каменных блоков.

Урартская культура появляется в VIII в. до н.э. с урартским завоеванием Армении и представляет более развитое общество. Это проявляется и в строительной технике, и в качестве керамики, лощёной и изготовленной на гончарном круге, и в самом факте существования централизованного государства Урарту, тогда как местное население группировалось вокруг многих поселений, вероятно, по родоплеменному принципу.

Государство Урарту было существенно ослаблено ассирийцами в результате походов Тиглатпаласара III в 735 г. до н.э. и Саргона II в 714 г. и оказалось в зависимости от победителей. После разгрома Ассирии мидянами и вавилонянами (612 г.) Мидия в 590 г. окончательно сокрушила Урарту. Эти политические события привели к тому, что урартийцы утратили гегемонию в Армении и слились с местным протоармянским населением в древнеармянскую этническую общность. Она впервые заявила о себе как государственном образовании, союзном с персами, в 550 г., когда Тигран I разделил с Киром II победу Ахеменидской державы над Мидией. В течение нескольких веков консолидация армянского этноса происходила в условиях фактической или формальной государственной зависимости от Ахеменидов и позднее Селевкидов. При Арташесе I (200–159 гг. до н.э.) новое государство стало независимым и распространилось на всё Армянское нагорье. Наибольшего могущества оно достигло при Тигране II (95–56 гг. до н.э.).

Однако уже в конце правления Тиграна II Великая Армения стала разваливаться, оказавшись ареной затяжного конфликта Рима и Парфии [Абаза, 1990]. Преемники Тиграна на первых порах приняли сторону Римской империи, но позднее всё чаще были вынуждены склоняться к парфянам, чтобы сохранить власть. В первой половине I в. н.э. в эту борьбу интересов на короткое время включился иберийский царь Фарсман I, утвердивший на армянском престоле своего брата Митридата, а позднее сына Радамиста. В 63 г. между Римом и Парфией было заключено соглашение, согласно которому престол Армении (Айрарата) стал уделом младшей линии парфянского царского дома, но царь получал корону из рук римского императора. Это несколько стабилизировало обстановку, хотя она неоднократно нарушалась вторжениями северных кочевников аланов.

Когда в 224–226 гг. власть парфянской династии Аршакидов в Иране была свергнута Сасанидами, началась двухвековая армяно-иранская борьба, и территория Армении неоднократно оккупировалась персами. В эту эпоху Армения участвовала на стороне Рима во всех его войнах с Ираном. В 301 г. царь Трдат III крестился, и вскоре вся страна приняла христианство. Правление Трдата III (287–330 гг.) было благодатным. Однако при его преемниках, среди которых были такие выдающиеся деятели как Аршак II и Пап, в условиях ослабления Рима и усиления сепаратистских тенденций нахарапов (местных владетельных князей), Армянское государство слабело и сокращалось. Наконец, по договору 387 г. между Феодосием I и Шахпуром II оно было разделено. Западная часть Айрарата стала провинцией Константинополя, а восточная до 428 г. сохраняла формальную независимость и в 428 г. была присоединена к Персии.

Позднее Западная Армения под византийским протекторатом приобрела широкую независимость, но утратила её в 1064 г. под натиском турок-османов. Наступила самая тяжёлая эпоха в истории Армении. Освобождение пришло

в начале XIX в., когда обе части Айрарата вошли в состав Российской империи. В 1918 г. Армения стала независимой, а в 1920 г. вошла в состав СССР в качестве союзной республики. Современная Республика Армения существует с 1991 г.

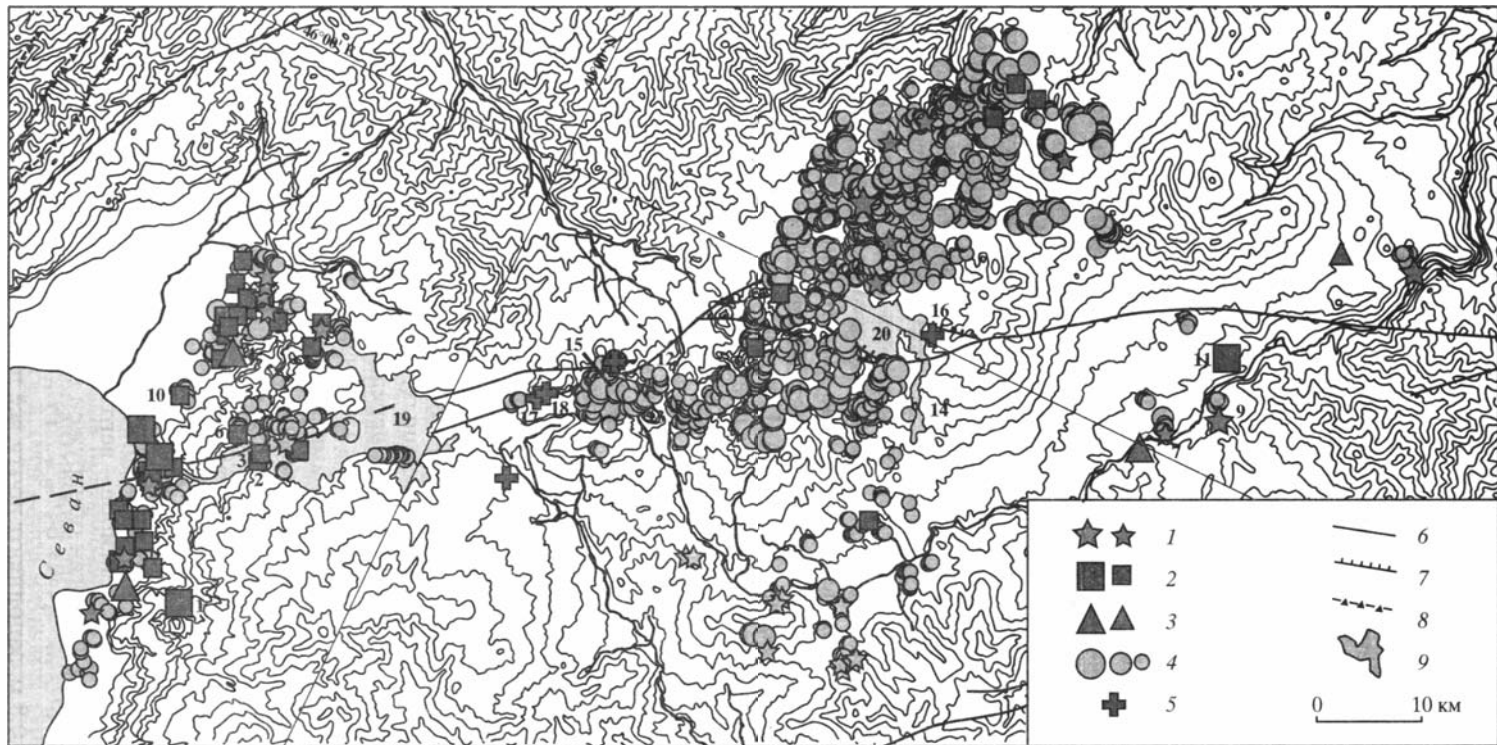
6.1.2. Археологические особенности юго-восточного Присеванья и района Сисиана

В приведённом кратком историко-археологическом очерке одним из важнейших для нашего рассмотрения моментов был переход от земледельческой КУАК раннебронзового века к культурам средней бронзы, в большей мере ориентированным на скотоводство. В основных районах распространения КУАК этот переход ознаменовался тем, что новые культуры оказались представленными главным образом могильниками, в то время как число поселений и плотность их обитателей резко сократились. Однако это заключение было сделано преимущественно на основе изучения традиционно земледельческих долин и низких плато, тогда как горные районы, в прошлом, как и сейчас, преимущественно скотоводческие, археологически обследовались не столь подробно. В ходе наших работ в зоне Ханарасарского разлома между юго-восточным побережьем Севана (с. Карчахпюр) и районом г. Сисиан были получены новые археологические данные по одному из таких горных районов. Результаты излагаются ниже.

Широкая полоса, прилегающая к Ханарасарскому разлому, образует на фоне соседних хребтов переменно-пониженное по высоте понижение, характеризующееся относительно сглаженным рельефом. Здесь обнаружено большое число археологических памятников (рис. 109). Помимо уже упоминавшихся петроглифов Сюника, которые распространены преимущественно вокруг поля среднеголоценовых лав Сюникской структуры pull-apart, но встречаются и северо-западнее, здесь обнаружены поселения, некрополи и многочисленные отдельные захоронения. Местоположение, архитектура и строительные особенности этих объектов имеют ряд общих черт, позволяющих рассматривать их как единый комплекс, названный нами севано-сюникским. В их распределении намечается некоторая упорядоченность: крупные поселения тяготеют к относительно пониженным местам – побережью Севана и долине Воротана в районе г. Сисиана; укрепленные поселения и крепости преимущественно расположены там же и на других подходах к рассматриваемой области, тогда как курганы и группы курганов занимают её высокогорную внутреннюю часть.

Среди погребений, как рассеянных, так и собранных в некрополи, различаются два главных типа. Оба типа нередко окружены кромлехами. Первый тип представлен курганами из камней, заполняющими всё пространство внутри кромлеха (а иногда и за его пределами, так что кромлех без раскопок не виден), а второй – лишь отдельными небольшими кучами камней над могилами, оставляющими большую часть пространства внутри кромлеха свободной. Иногда внутри кромлеха находится несколько таких куч. Диаметр кромлеха колеблется от примерно 10 м до многих десятков метров. Соответственно варьируют и размеры курганов. Курган в Зорац-Карере (см. ниже), камни которого (по крайней мере, сейчас) охватывают большую площадь, чем кромлех, окружён кроме него внешним кольцом менгиров – вертикально поставленных каменных глыб.

Своеобразный курган обнаружен в центральной части Сюникского нагорья (39°52,29' с.ш., 45°51,95' в.д.; 12 на рис.109). Камни кургана, имеющего высоту до 0,8 м, заполняют почти всё пространство внутри кромлеха диамет-



ром около 17 м. К кургану в виде «лепестков» пристроены стены, ныне почти разрушенные (рис. 110). Внутри части таких огороженных секторов сохранились небольшие кучи камней. Совокупность этих захоронений можно интерпретировать как могилу знатного воина, окружённую могилами родственников или слуг. Соседний курган имеет кромлех почти такого же диаметра, как описанный, но заполняет лишь часть пространства внутри него. Пристройек к нему нет. В 3 км юго-западнее выделяется простирающаяся на ССВ (30°) цепочка из трёх курганов, два из которых соединены стенкой из крупных камней (рис. 111).

Вблизи Севана, возле современного с. Цовак, выделяется группа сравнительно высоких (до 4 м) курганов диаметром до 40 м (10 на рис. 109 и рис. 112). До 1948 г. они находились непосредственно на берегу озера и частично омывались его водами. Очевидно, курганы не сооружались в такой близости от воды, т.е. в эпоху их создания уровень озера был ниже. Чуть северо-восточнее основной группы и гипсометрически выше находится подобный курган, на поверхности и к востоку от которого сооружены маленькие низкие (в десятки сантиметров) курганы, окружённые кромлехами диаметрами 5–10 м.

Древнейшее обследованное нами курганное погребение находится у северного края крупнейшего лавового потока Сюникской структуры pull-apart (4 на рис. 87 и Т на рис. 88). Под камнями кургана вскрыт слой суглинка с обломками грубой керамики, костей и древесного угля, залегающий на поверхности лав. Никакого специального погребального сооружения под камнями кургана не обнаружено, а присутствие угля и измельченных остатков костей позволяет предположить обряд кремации. Суглинок слоя дал радиоуглеродный возраст, соответствующий середине IV тысячелетия до н.э. Хотя он мог быть древнее содержащихся в слое артефактов, мы не сочли возможным отнести это погребение к севано-сюникскому комплексу.

Под камнями всех других курганов рассматриваемой области, вскрытых грабителями разных эпох или археологами, обнаружены погребальные сооружения. Под небольшими курганами диаметром до 4 м обычно находят индивидуальные захоронения – прямоугольные, реже овальные каменные ящики (дольмены), стены которых выложены вертикально стоящими кусками лавы с уплощённой внутренней стороной, а верх перекрыт большими горизонтально положенными плитами. Ящики имеют размеры 0,5÷1 м в ширину и 1÷2 м (чаще

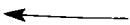


Рис. 109. Распространение памятников средней бронзы – раннего железа в Присеванском и Сюникском районах Армении (составил А.С. Карахян)

1 – укрепленные поселения; 2 – неукрепленные поселения; 3 – крепости и сторожевые посты; 4 – курганы; 5 – некоторые пункты находки петроглифов; 6–8 – разломы: 6 – правые сдвиги, 7 – сбросы, 8 – надвиги; 9 – Сюникское и Поракское поля голоценовых лав. Цифры на карте. 1–11 – поселения и некрополи: 1 – Арцванист, 2 – Ахпурадзор-1, 3 – Ахпурадзор-2, 4 – Ахунк, 5 – Гарджиз, 6 – Гегадзор (Субатан), 7 – Зорац-Карер, 8 – Люльпар, 9 – Уз, 10 – Цовак, 11 – некрополь севернее Уза; 12–14 – курганы, упоминаемые в тексте; 15 – смещение каменной стены по Ханарасарскому разлому; 16–18 – петроглифы, упоминаемые в тексте; 19, 20 – области голоценовых извержений: 19 – Поракская, 20 – Сюникская

Fig. 109. Middle Bronze – Earlier Iron sites near Sevan Lake and in the Syunik Upland of Armenia (compiled by A.S. Karakhian)

1 – fortified settlements; 2 – other settlements; 3 – fortresses and watch-towers; 4 – burial mounds; 5 – some petroglyph sites; 6–8 – active faults: 6 – dextral, 7 – normal, 8 – thrust; 9 – the Syunik and Porak Holocene lava fields. Numerals in the map. 1–11 – settlements and necropolises: 1 – Artsvanist, 2 – Ahyuradzor-1, 3 – Ahyuradzor-2, 4 – Ahunk, 5 – Garjiz, 6 – Ghegadzor (Subatan), 7 – Zorats-Karer, 8 – Lyulpar, 9 – Uz, 10 – Tsovak, 11 – necropolis to the north of Uz; 12–14 – burial mounds, discussed in the text; 15 – offset of the stone fortifying wall on the Khanarassar fault; 16–18 – petroglyphs, discussed in the text; 19, 20 – areas of the Holocene eruptions: 19 – Porak, 20 – Syunik

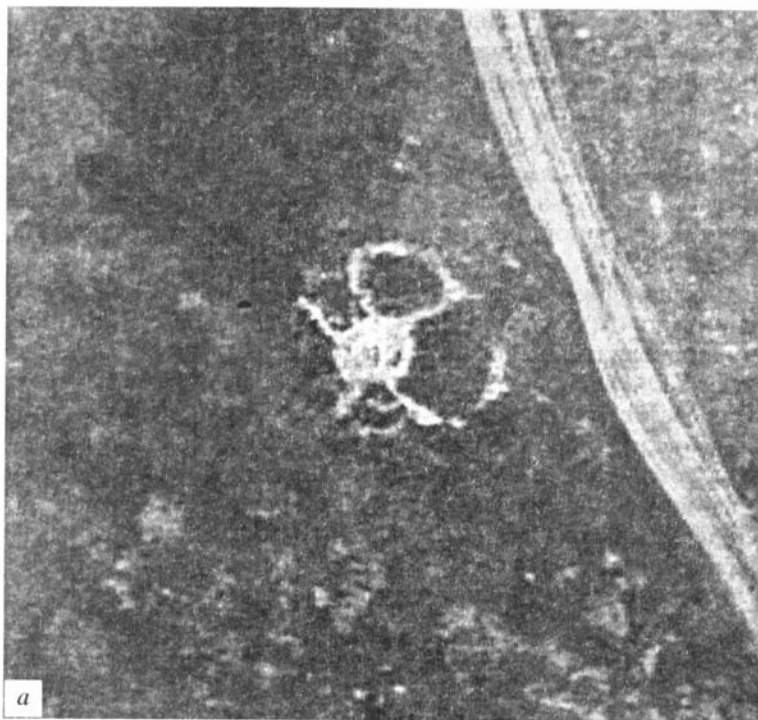


Рис. 110. Курган с пристройками: *а* – аэрофотоснимок; *б* – наземное изображение (фото В.Г. Трифонова; см. 12 на рис. 109)

Fig. 110. Burial mound with annexes: *a* – aerial photo; *б* – photo by V.G. Trifonov (12 in fig. 109)



Рис. 111. Соединение курганов каменной стенкой (фото В.Г. Трифонова; см. 13 на рис. 109)

Fig. 111. Burial mounds joined by a wall (photo by V.G. Trifonov; 13 in fig. 109)

всего около 1,5 м, а в одном из небольших курганов Цовака – 2,4 м) в длину. Глубина ящиков обычно близка к 1 м.

В ящиках Лчашенской крепости, содержавших, по определению П. Аветисяна, керамику середины и конца ПБВ, обнаружены кости погребённых. Вместе с тем в подобных ящиках возле «цитадели» поселения юго-западнее современного с. Гегадзор (Субатан) костей не найдено. На дне одного из них вскрытый почвенный слой до глубины в 10 см существенно обогащён органикой (пеплом?). На его поверхности найден небольшой неорнаментированный и нераскрашенный керамический сосуд. Радиоуглеродная дата из этого слоя – 3690 ± 160 лет (ГИН-9338) [2300–1880 гг. до н.э.]. Отсутствие костей допускает ложное захоронение, но обогащение почвы органическим веществом скорее указывает на обряд кремации.

Какой-либо упорядоченности в ориентировке каменных ящиков (как и более крупных погребальных камер) не обнаружено. Так, в окрестностях упомянутой «цитадели» из 6 обмеренных каменных ящиков 2 удлинены в северо-западном направлении, 2 – на запад-северо-запад ($280\text{--}295^\circ$) и 2 – на северо-восток. В Лчашенской крепости из 7 обмеренных ящиков три удлинены в направлении С–Ю, два – СВ–ЮЗ, один – СЗ–ЮВ и один – З–В.

Более крупными сооружениями являются погребальные камеры. Они обнаружены в Зорац-Карере, Узе, некрополе севернее Уза (7, 9 и 11 на рис. 109), а также в Лчашене, Лчашенской крепости и других местах. Это прямоугольные постройки размерами 5–9 м в длины и 2,5–3,5 м (редко до 4 м) в ширину. Стены выложены камнями с уплощённой внутренней стороной. До высоты около 2 м стены вертикальны, а выше начинают сужаться и перекрыты большими плоскими каменными глыбами (рис. 113 и 114), сходными с менгирами и изредка даже сохранившими такие же, как в них, высверленные отверстия, вероятно,



Рис. 112. Курганы возле с. Цовак (а – аэрофотоснимок и б – фото В.Г. Трифонова; см. 10 на рис. 109)

Fig. 112. Burial mounds near village of Tsovak (A – aerial photo and Б – photo by V.G.Trifonov; 10 in fig. 109)



Рис. 113. Погребальные сооружения Зорац-Карера (фото А.С. Караханяна): А – погребальная камера (см. 1 на рис. 129); Б, В – большой курган (см. 2 на рис. 129)

Fig. 113. Burial constructions in Zorats-Karēr (photo by A.S. Karakhanian): A – burial camera (1 in fig. 129); Б, В – major burial mound (2 in fig. 129)

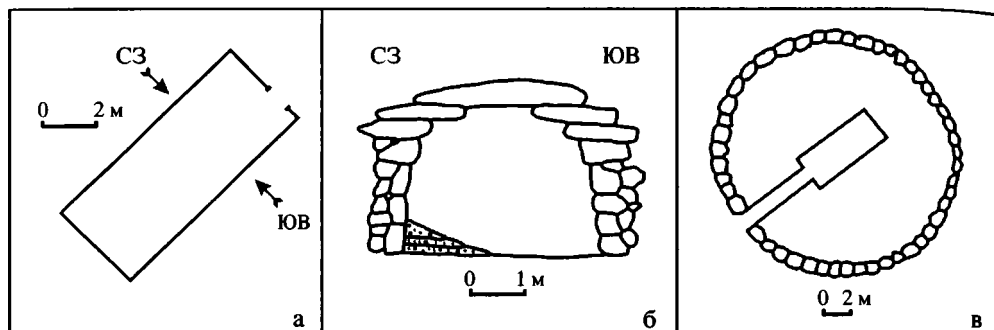


Рис. 114. Строение погребальных сооружений Зорац-Карера (составили А.С. Караханян и В.Г. Трифонов): план (а) и разрез (б) погребальной камеры, изображенной на рис. 113,А; план большого кургана, изображенного на рис. 113,Б,В (в)

Fig. 114. Structure of the burial constructions in Zorats-Karer (compiled by A.S. Karakhanian and V.G. Trifonov): Plat (а) и section (б) of the burial camera represented in fig. 113,А; plat of the major burial mound represented in fig. 113,Б,В (в)

предназначавшиеся для транспортировки глыб. Дверной проём между камерой и дромосом перекрыт большой плоской плитой. Обычно он находится в одной из торцовых стен камеры, но в некрополе севернее Уза обнаружен проём в длинной стене (рис. 115).

Промежуточные по размерам погребальные сооружения раскопаны группой археологов под руководством А. Пилипосяна в 1 км юго-восточнее Канагеха. С поверхности это невысокие курганы – кучи камней, полузасыпанные тонким грунтом и окружённые кромлехами из более крупных камней. Диаметр кромлехов – 10+15 м. Под камнями курганов находятся прямоугольные каменные ящики 2 × 3 м, стены которых уплощены изнутри. Направления удлинения ящиков – от северо-западного до восток-северо-восточного. Мы посетили эти погребения в 2001 г., когда они раскапывались группой А. Пилипосяна, с разрешения которого ниже приводятся результаты наших наблюдений и его комментарии.

В одном из погребений находились скелеты покойных, которые были помещены не вдоль ящика, а поперёк или под углом к нему скрюченными на боку. Те два скелета, что мы видели, были ориентированы с юга на север. На них сохранились бронзовые браслеты, подвески, кольца. В углу стоял небольшой сосуд, серый, неокрашенный, без орнамента, но с резным венчиком, сходный с теми, обломки которых встречались в «нижнем городе». А. Пилипосян датирует эти предметы XI–IX вв. до н.э. (РЖВ). Но при погребении этих покойников были сдвинуты в сторону кости погребённых ранее. Радиоуглеродный возраст нескольких костей – 2690 ± 40 лет (ГИН-11662) [894–805 гг. до н.э.]. Такая же ситуация – в соседнем погребении, раскопанном ранее. Там наряду с поздними костями и предметами XI–IX вв. до н.э. сохранились остатки погребённых ранее и найдена печать XVI–XV вв. Очевидно, одни и те же каменные ящики использовались для захоронений в течение всей эпохи ПБВ–РЖВ, т.е. по меньшей мере 500 лет.

Соотношения между размерами курганов и расположенных под ними погребальных сооружений изменчивы. В сходных ландшафтных условиях курган над погребальной камерой обычно крупнее кургана над каменным ящиком. Своеобразен в этом смысле курган высотой 1 м и диаметром кромлеха 15 м в доли-



Рис. 115. Некрополь севернее Уза: погребальная камера с входом в длинной стене (фото В.Г. Трифонова)

Fig. 115. Necropolis to the north of Uz: Burial camera with entrance (dromos) in the longer wall (photo by V.G. Trifonov)

не р. Сурми-дере возле развалин с. Кармрашен. Под камнями кургана расположена не погребальная камера, а не менее трёх индивидуальных захоронений типа каменных ящиков.

В Лчашене и Канагехе курганы над погребальными камерами ниже, чем на Сюникском нагорье. Это в значительной мере обусловлено свойствами грунта: здесь погребальные камеры глубоко врыты в рыхлый грунт (в Лчашене они к тому же частично разрушены в эпоху, когда заливались водами Севана), тогда как в юго-восточном Присеванье и на Сюникском нагорье многие камеры сооружены на поверхности лав и потому почти не углублены. Вместе с тем на юге, в районе г. Сисиана (Зорац-Карер, Уз и некрополь севернее Уза), над многими погребальными камерами каменная засыпка невелика и кромлехи отсутствуют. В некрополе севернее Уза появляются новые элементы: захоронения в гротах и пещерах на крутом склоне лавового потока и примыкающие к погребальным камерам и гротам небольшие «дворики», огороженные крупными камнями.

На рассматриваемой территории обнаружено несколько некрополей и поселений, которые не всегда можно дифференцировать, поскольку их функции в ходе развития изменялись (см. рис. 109). Остатки построек нередко представлены двойными стенами из крупных необработанных камней, подобранных так, что внутренняя поверхность стен сооружений оказывается уплощённой. Пространство между двумя рядами камней забутовано более мелкими камнями и грунтом. Общая ширина нижней части стен составляет 1,5–3 м и иногда достигает 5–5,5 м. Характерны также ряды менгиров, которые могут окружать стеной как всё поселение, так и отдельные овалы внутри него, при-

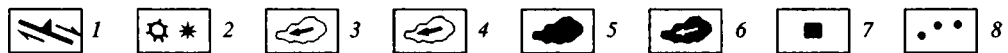
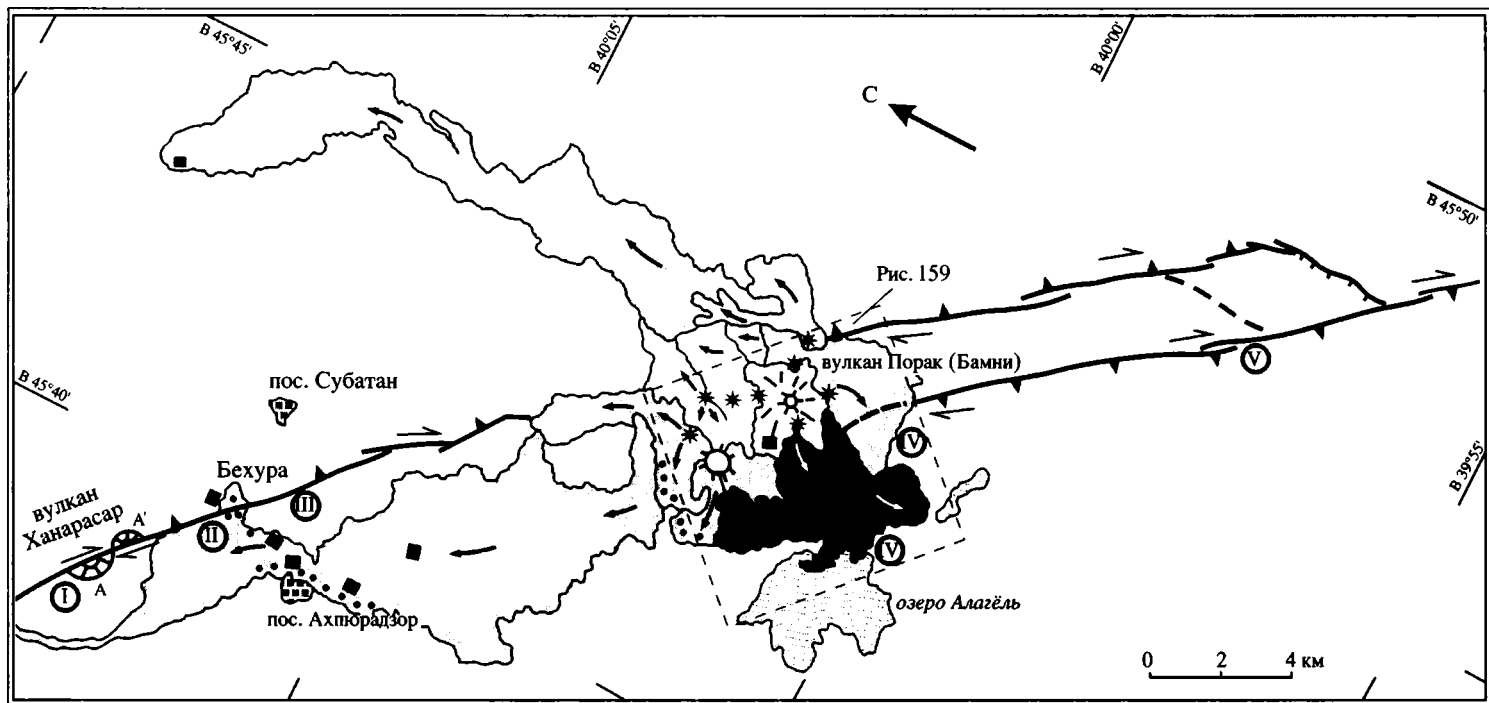




Рис. 117. Развалины «нижнего города» Гегадзора, вид с юга, с лавового потока (фото А.С. Караханяна)

Fig. 117. Ruins of the «Lower town» near Ghegadzor, a view from the south from lava flow (photo by A.S. Karakhanian)

мыкающие к сооружениям с двойными стенами или обрамляющие отдельные захоронения.

В северной, присеванской, части региона выделяется крупное поселение, располагающееся у восточного края раннеголоценового лавового потока западнее современного с. Гегадзор (Субатан) в 15 км юго-восточнее берега Севана (рис. 116). Поселение состояло из двух частей. Вверху, на краю потока, находилась система укреплений, окружавших «цитадель». Внизу, примыкая к основанию потока, компактно располагался неукрепленный «нижний город» площадью около 5 га (рис. 117).

«Цитадель» представляет собой небольшое (диаметром до 20 м) изометричное центральное возвышение с руинами небольших прямоугольных построек.

Рис. 116. Поракская структура pull-apart в зоне Ханарасарского активного правого сдвига и расположенные в ней археологические памятники севано-сюникского комплекса (составил А.С. Караханян)

1 – ветви Ханарасарского разлома; 2 – центры извержений; 3 – постройка вулкана Порак и его древнейшие лавовые потоки (конец плейстоцена – начало голоцена); 4–6 – голоценовые лавовые потоки вулкана Порак: 4 – I генерация (ранний голоцен), 5 – II генерация (конец V тысячелетия до н.э.), 6 – III генерация (первая половина VIII в. до н.э.); 7, 8 – севано-сюникский археологический комплекс (средняя бронза – раннее железо); 7 – остатки поселений; 8 – оборонительные сооружения. Цифры на карте объяснены в тексте

Fig. 116. The Porak pull-apart structure in the Khanarassar dextral active fault zone and archaeological sites of the Sevan-Syunik group in the area (compiled by A.S. Karakhanian)

1 – strands of the Khanarassar fault; 2 – centres of eruption; 3 – the Porak volcano and its oldest lava flows (end of Pleistocene – earliest Holocene); 4–6 – Holocene lava flows of the Porak volcano: 4 – I generation (Earlier Holocene), 5 – II generation (end of V millenium BC), 6 – III generation (first half of VIII century BC); 7, 8 – Sevan-Syunik archaeological group (Middle Bronze – Earlier Iron): 7 – ruins of settlements, 8 – defensive constructions. Numerals in the map are explained in the text



Рис. 118. Аэрофотоснимок «нижнего города» Гегадзора и соседних участков раннеголоценового лавового потока и Ханарассарского разлома

Цифры объяснены в тексте

Fig. 118. Aerial photo of the «Lower town» near Ghegadzor and adjacent parts of the Earlier Holocene lava flow and the Khanarassar fault

Numerals are explained in the text

Рис. 119. План постройки 1 в северной части «нижнего города»; показаны положение канавы и вскрытой части углубления в центре постройки (составили В.Г. Трифонов и А. Авагян)

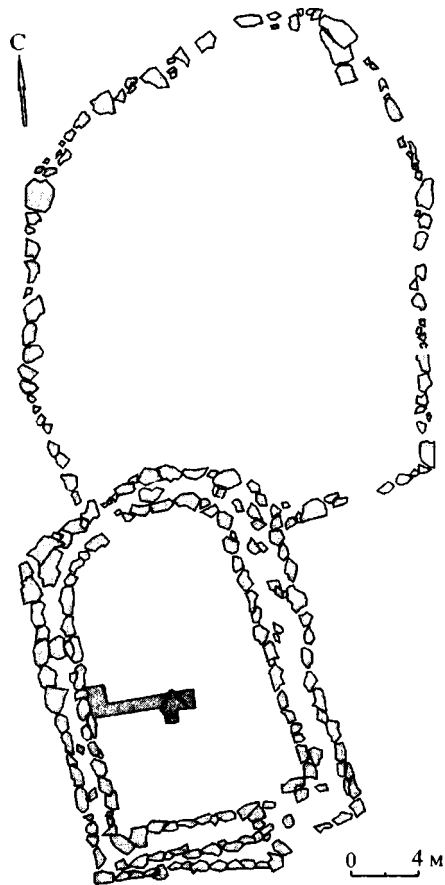
Fig. 119. Plat of the construction 1 in the northern part of the «Lower town»; the trench and found artificial pit in centre of the construction are shown (compiled by V.G. Trifonov and A. Avagyan)

Его опоясывают две стены – сплошная и прерывистая [Philip, Karakhanian, 1999]. Последняя, как и фрагментарные стены ниже по склону, закрывала проходы в скальных выступах и обрывах лавового потока. Там же находятся и отдельные укрепления типа «дзотов». Все они, как и стены, сложены из крупных несцементированных обломков лавы и, вероятно, изначально были невысокими, лишь прикрывая стрелка, стоящего во весь рост. На поверхности потока, как внутри стен, так и по соседству, находится несколько захоронений типа небольших курганов с каменными ящиками внутри.

«Нижний город» образован несколькими десятками прямоугольных построек с двойными стенами, к которым примыкают «дворы», окружённые одинарными, реже двойными стенами (рис. 118). «Дворы» имеют форму овалов или прямоугольников с округлёнными углами. Возможно, прямоугольные постройки являются остатками жилых помещений типа полуземлянок, а «дворы» использовались для скота. Между остатками прямоугольных построек, днища которых иногда углублены в субстрат, и «дворов» возвышаются (за счёт насыпанного при углублении помещений грунта) «улицы», ширина которых достаточна для проезда повозки.

Большая часть подъёмной керамики с поверхности «нижнего города» принадлежит примитивной и плохо обожжённой посуде без характерных возрастных признаков. Распознаются лощёная светло-бурая керамика среднебронзового века, позднебронзовая керамика (XV–XIII вв.) и местный вариант посуды урартско-ахеменидского (не древнее VII–VI вв. до н.э.) и более позднего времени до средневековья.

В «нижнем городе» с помощью шурфов и канавы мы детально обследовали три постройки. В их описании принимали участие А. Авагян и А. Багдасарян. Первая из них находится у западного края «города» (40°07,28' с.ш., 45°39,2' в.д.; 1 на рис. 118). Она представляет собой прямоугольник с округлённой северной стеной, удлинённый в близком к меридиональному направлению (рис. 119). Внутренние размеры помещения 17 × 10 м. В стенах помещения видны два входа: близ юго-восточного и северо-западного углов. Второй вход ведёт в овальный



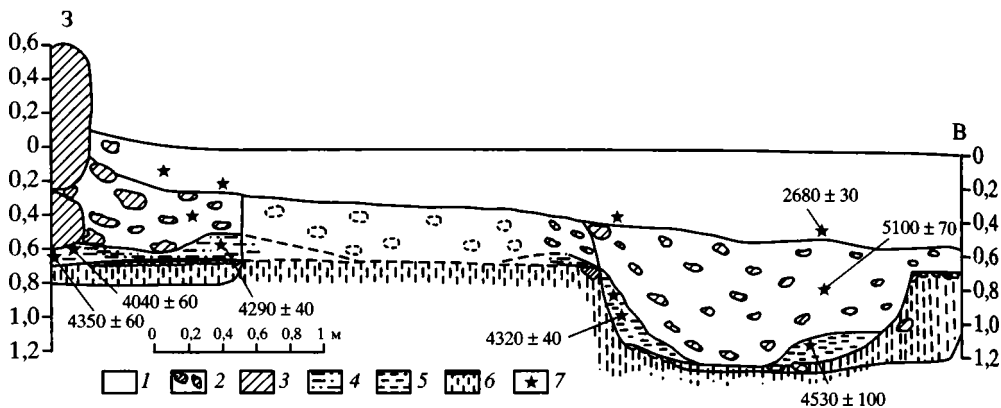


Рис. 120. Разрез канавы в постройке 1 нижнего города (составил В.Г. Трифонов)

1 – верхний суглинок с культурными остатками и почвенным слоем в кровле; 2 – переотложенные суглинок и супесь с камнями («коллювиальный клин»); 3 – каменные блоки стены постройки; 4 – палеопочва; 5 – переотложенный суглинок, обогащенный органикой и культурными остатками; 6 – супесь без культурных остатков; 7 – места отбора радиоуглеродных проб

Fig. 120. Trench section within the construction 1 of the «Lower town» (compiled by V.G. Trifonov)

1 – upper loam with artifacts, covered by recent soil; 2 – re-sedimented loam with stones («colluvium wedge»); 3 – stone blocks of the wall; 4 – paleosoil; 5 – re-sedimented loam with artifacts, enriched by organic material; 6 – sandy loam without artifacts; 7 – sites of the radiocarbon sampling

«двор», который, в отличие от самой постройки, не углублен в первичную поверхность, и к нему из постройки вели ступени. Такое сочетание постройки и «двора» типично для «нижнего города». Но в данном случае «двор» имеет форму амфитеатра, повышающегося на северо-восток. Возможно, он был местом собраний или отправления культа, что согласуется с большими размерами постройки и «двора» и тем, что «двор» окружен менгирами (см. рис. 117).

От западной стены к центру помещения была прорыта 40-сантиметровая канава, углубленная шурфами близ стены до 0,8 м и в центре до 1,3 м (рис. 120). Она вскрыла следующий разрез (снизу вверх):

- 1.1. Палевые суглинки без культурных остатков с редкими округленными камнями диаметром < 15 см. Кровля слоя представляет собой ровную поверхность, покрытую слоем мелкого щебня и гравия мощностью 3–5 см. В центре помещения в поверхности слоя вырыта яма с крутыми стенками глубиной до 55 см. Насколько можно судить по вскрытой части, яма имеет форму четырехугольника с округленными углами. Она начинается в центре помещения и продолжается оттуда в направлении южного входа. Ширина ямы (1,4 м; вскрытая длина – ≥1,7 м. Общая вскрытая мощность палевых суглинков – до 60 см.
- 1.2. Культурный слой, линзами сохранившийся на дне ямы возле её стенок. Это обогащенные органикой супесь и суглинок с редким мелким щебнем, мелкими обсидиановыми отщепами, обломками серой и красной плохо обожженной лепной керамики без рисунка, обломками костей, как правило, измельченными и непрочными. Из такой линзы мощностью 10–15 см возле северо-восточной стенки ямы получена радиоуглеродная дата 4530 ± 100 лет (ГИН-10995) [3367–3089 гг. до н.э.], из другой подобной линзы возле юго-западной стенки ямы – 4320 ± 40 лет

(ГИН-11651) [2922–2892 гг. до н.э.], а из линзы на дне ямы – 4300 ± 70 лет (ГИН-9339) [3092–2701 гг. до н.э.].

- 1.3. Переменный по мощности (0–20 см) культурно-почвенный слой, залегающий возле западной стены помещения вне ямы на покрытой мелким щебнем поверхности слоя 1.1. Это богатый органикой тёмно-серый суглинок с редкими и мелкими обломками грубой керамики того же типа, что в слое 1.2, и обсидиана. Радиоуглеродная дата слоя – 4290 ± 40 лет (ГИН-11648) [2916–2883 гг. до н.э.]. Этот слой в качестве палеопочвы уходит под кладку западной стены. Здесь непосредственно под камнями кладки из него получена дата 4350 ± 60 лет (ГИН-11647) [3025–2900 гг. до н.э.]. В 1,5 м севернее, из другой линзы палеопочвы под кладкой стены, получена дата 4040 ± 60 лет (ГИН-11646) [2623–2471 гг. до н.э.].
- 1.4. Внутренняя часть западной стены помещения, сложенная из хорошо подогнанных друг к другу андезито-базальтовых камней и глыб, уплощённых со стороны помещения. Сохранившаяся высота стены – 1,3 м.
- 1.5. Обогащённая органикой супесь с многочисленными гравием, щебёнкой и угловатыми камнями разного размера (до глыб в десятки сантиметров по удлинению). Камней больше возле стены и там они крупнее, так что можно полагать, что значительная часть камней – продукт разрушения стены, к которой слой прислонён. Много обломков неорнаментированной лепной посуды и обсидиана. В центральном шурфе найден обломок чёрного сосуда с узором, характерного, по мнению А. Пилипосяна, для «зрелой» фазы ТК XXII/XXI–XIX/XVIII вв. Нижняя граница слоя резкая и неровная, тогда как верхняя граница менее чёткая и плавно понижается к центру помещения. Из нижней части слоя там, где он заполняет яму в слое 1.1, получена радиоуглеродная дата 5100 ± 70 лет (ГИН-10996) [3880–3800 гг. до н.э.]. Мощность слоя от 30–50 см у западной стены до 70–80 см в центре над ямой.
- 1.6. Обогащённая органикой супесь с гравийными обломками и редким рассеянным мелким щебнем. По-видимому, представляет собой несколько вложенных одна в другую культурных линз. Obsидиановые отщепы, обломки костей, красной и серой плохо обожжённой керамики, которая, по мнению Р. Бадаляна, представляет собой местный вариант посуды урартского и более позднего античного времени (от VII–VI вв. до н.э. до первых веков н.э.). Проба, взятая из самой нижней части слоя в центре помещения, дала радиоуглеродный возраст 2680 ± 30 лет (ГИН-10997) [836–805 гг. до н.э.]. Из вложенной более молодой линзы у стены помещения получена дата 1090 ± 40 лет (ГИН-11657) [898–996 гг. н.э.]. Мощность слоя возрастает от 15–20 см возле стены до 30–40 см в центре помещения.
- 1.7. Современный почвенный слой, связанный со слоем 1.6 постепенным переходом. Сильно обогащён органикой из-за скота, который пригоняли сюда в течение длительного времени. Мощность возрастает от 10 см возле стены до 20 см в центре.

Неясно, была ли сооружена яма в период КУАК или раньше, но во время КУАК это место каким-то образом использовалось: заполняющие яму культурные линзы 1.2 имеют возраст зрелой фазы КУАК и не могут быть остатками естественной палеопочвы, поскольку находятся гипсометрически ниже её поверхности, чего нельзя сказать о палеопочве 1.3. «Беденский» возраст самой мо-

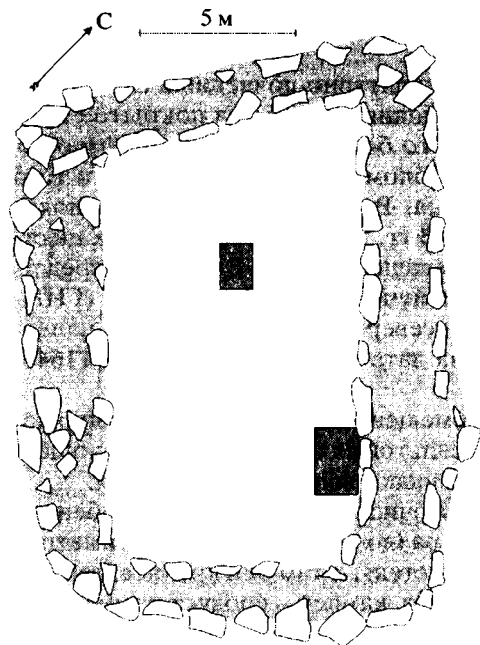


Рис. 121. План постройки 2 в юго-западной части «нижнего города»; показано положение шурфов (составил А. Багдасарян)

Fig. 121. Plat of the construction 2 in the south-western part of the «Lower town»; location of the prospecting pits is shown (compiled by A. Bagdasaryan)

лодой части последней даёт нижний предел времени сооружения стен помещения. Таким образом, они появились в среднебронзовый век (СБВ).

В СБВ и, возможно, в эпоху поздней бронзы – раннего железа (ПБВ–РЖВ) помещение использовалось. Затем произошла катастрофа, выразившаяся накоплением слоя 1.5, который более всего напоминает коллювиальный клин, возникающий при сильном землетрясении в зоне разлома, а Ханарасарский разлом проходит непосредственно рядом с «нижним городом».

Такое происхождение слоя 1.5 объясняет появление в нём фрагментов более древней палеопочвы и керамики (аналогичная ситуация наблюдалась в Фиолетовской впадине зоны Памбак–Севанского разлома – см. раздел 6.2.1). Поскольку в перекрывающем слое 1.6 встречена только урартская и более поздняя античная керамика, а радиоуглеродная дата самой нижней части слоя 1.6 близка ко времени урартского завоевания, можно допустить, что сейсмическая катастрофа совпала с этим событием (см. раздел 6.3.2). Однако жизнь поселения после него возобновилась.

Вторая обследованная постройка находится в восточной части «нижнего города» (40°07,28' с.ш., 45°39,34' в.д.; рис. 121; 2 на рис. 118). Она окружена такими же двойными стенами, имеет трапециевидную форму и внутренние размеры 14 × 8 м. У северо-восточной стены постройки был открыт шурф, где снизу вверх обнажаются:

- 2.1. Светло-палевая – светло-серая супесь с рассеянными камнями разного размера, аналогичная слою 1.1. Культурные остатки отсутствуют. Видимая мощность – до 30 см.
- 2.2. Темно-серая палеопочва. На её поверхности возведена каменная стена сооружения. Из палеопочвы непосредственно под камнями стены получена радиоуглеродная дата 4150 ± 90 лет (ГИН-11649) [2916–2883 гг. до н.э.]. Из продолжения слоя внутри помещения получена дата 4010 ± 50 (ГИН-11658) [2576–2469 гг. до н.э.]. Мощность 10–30 см (чаще 15–20 см).
- 2.3. Каменная кладка стены, сходная с 1.4. Сохранившаяся высота стены – 1,2 м.
- 2.4. Обогащённая органикой супесь с редкими камнями. Обломки обсидиана, керамики и костей. До 15 см.
- 2.5. Супесь с многочисленными камнями разного размера, аналогичная «коллювиальному клину» 1.5. Редкие обломки керамики. 15–20 см.

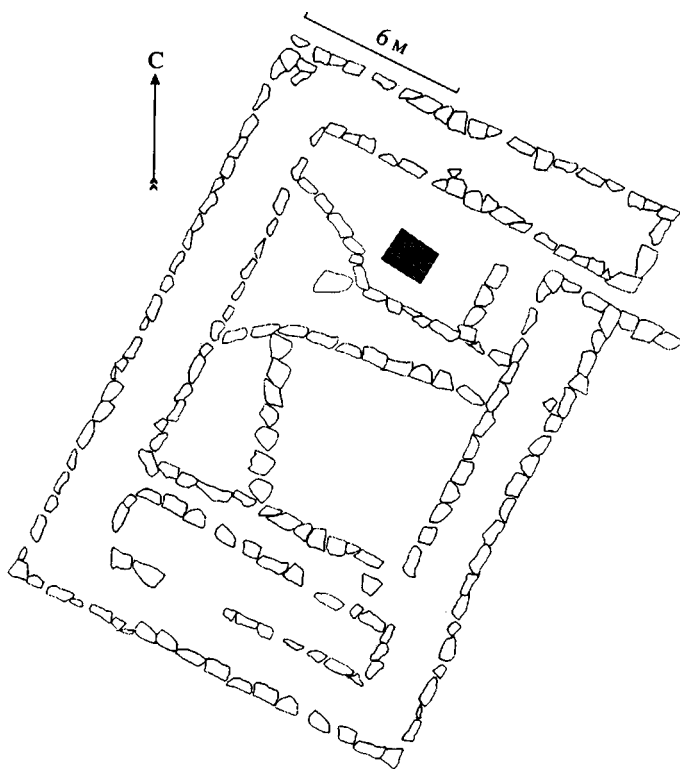


Рис. 122. План постройки 3 в южной части «нижнего города»; показано положение шурфа (составил В.Г. Трифонов)

Fig. 122. Plat of the construction 3 in the southern part of the «Lower town»; location of the prospecting pit is shown (compiled by V.G. Trifonov)

2.6. Культурный слой, кверху переходящий в современную почву. Из нижней части слоя получена дата 2470 ± 40 лет (ГИН-11650) [760–520 гг. до н.э.] 15–30 см.

К центру помещения уровень современной поверхности немного понижается. В отрытом здесь шурфе выделяются те же слои, причём поверхность субстрата 2.1 находится на таком же уровне, что и на краю помещения. Сокращены мощности слоев 2.2 и 2.4.

Третье обследованное помещение находится в северо-восточной части «нижнего города» ($40^{\circ}07,31'$ с.ш., $45^{\circ}39,34'$ в.д.; рис. 122; 3 на рис. 118). Помещение прямоугольно, имеет внутренние размеры $28,5 \times 13$ м и, в отличие от предыдущих, разделено перегородками. Вероятно, разделение усложнилось в ходе эксплуатации, поскольку часть стен сложена одним рядом камней и может быть относительно поздней. Шурф в северной части помещения дал следующий разрез (снизу вверх):

- 3.1. Похожий на лёсс светло-бурый суглинок с мелким щебнем без культурных остатков. Видимая мощность – больше 20 см.
- 3.2. Вложенный в 2.1 темный суглинок с углями, лепной неорнаментированной керамикой, серой, редко красной, и костями. Гнезда угля, вероятно,

являются остатками очагов. Радиоуглеродная дата по органике – 3200 ± 80 лет (ГИН-9914) [1530–1400 гг. до н.э.]. Не менее 30 см.

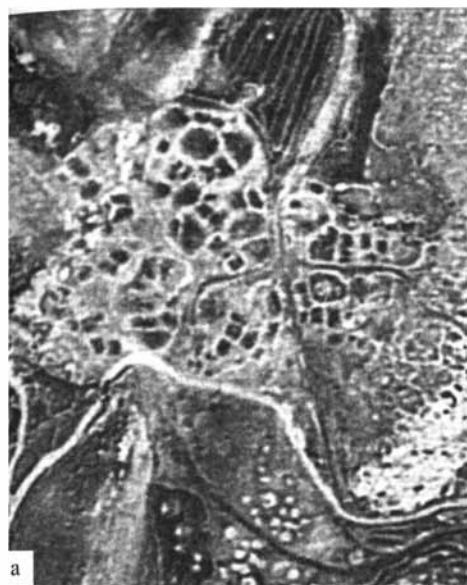
- 3.3. Камни разного размера, возможно, представляющие собой забутовку пола. В северной части шурфа слой связан со слоем 3.4 постепенным переходом. Около 20 см.
- 3.4. Суглинок – культурный слой с лепной керамикой, близкой к содержащейся в слое 3.2, а также обсидиановыми отщепами-вкладышами, костями, древесным углем; радиоуглеродная дата по углю – 3080 ± 40 лет (ГИН-9913) [1404–1311 гг. до н.э.]. 26 см.
- 3.5. Современная почва. 20 см.

В двух шурфах, вырытых на возвышающихся площадках между постройками (6 и 7 на рис. 118) под почвенным слоем 1 (20 см) залегает светло-бурая хорошо сортированная супесь (слой 2) без видимой слоистости, с редкими камнями разных размеров и ещё более редкими обломками костей, грубой керамикой (главным образом, в нижней части) и мелкими осколками обсидиана. В шурфе 6 в верхней части слоя найдена большая каменная зернотёрка. Мощность слоя 2 – до 70 см в шурфе 6 и 60 см в шурфе 7. Нижележащие культурные слои более полно представлены в шурфе 6, расположенном в 80 м восточнее постройки 1 ($40^{\circ}07,67'$ с.ш., $45^{\circ}39,28'$ в.д.) и возвышающимся над её дном на 5 м. Здесь ниже «немой» супеси сверху вниз обнажаются:

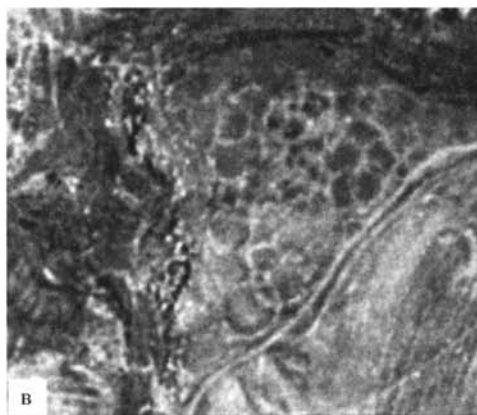
- 6.3. Линзовидный слой уплощённых камней до 15 см в наименьшем (вертикальном) сечении. Камни лежат в супесчаном матриксе. На продолжении образуемой ими линзы и над ней в виде линзовидного слоя до 10 см залегает супесь, сходная с вышележащей, но содержащая обломки грубой керамики и мелкие кусочки и примазки древесного угля. Общая мощность слоя 15–20 см. Уголь из слоев 6.3–6.4 дал радиоуглеродный возраст 3200 ± 120 лет (ГИН-12321) [1623–1371 гг. до н.э.]
- 6.4. Такая же супесь с мелкими камнями, обломками костей, обсидиана и керамики, среди которой, наряду с грубой, изредка встречаются образцы чёрной и красной лощёной посуды эпохи поздней бронзы. До 10 см.
- 6.5. Супесь бурая, менее сортированная, чем в слое 2. Многочисленные мелкие обломки камней, реже костей и керамики и обсидиановые отщепы. Мелкие рассеянные обломки и примазки древесного угля. В верхней части слоя найден обломок красного расписного сосуда среднебронзового («зрелой» фазы ТК, по определению А. Пилипосяна) возраста, а ниже – несколько фрагментов красноватой лепной посуды с примесью измельчённого обсидиана, характерной для КУАК. Видимая мощность 30 см.

Слои 4 и 5, вероятно, содержат культурные остатки, выбрасывавшиеся за пределы жилых помещений в период их функционирования. Слой 3 может отвечать катастрофическому моменту их разрушения (и пожара?) при землетрясении и/или вражеском нашествии и, таким образом, может быть синхронен слоям 1.5 и 2.5 помещений 1 и 2. Крайняя скудость археологических остатков, однообразие и хорошая сортировка супеси слоя 2 дают основание предположить, что она является продуктом разрушения верхних глиняных частей стен соседних построек после того, как жизнь поселения временно прекратилась в результате указанного бедствия.

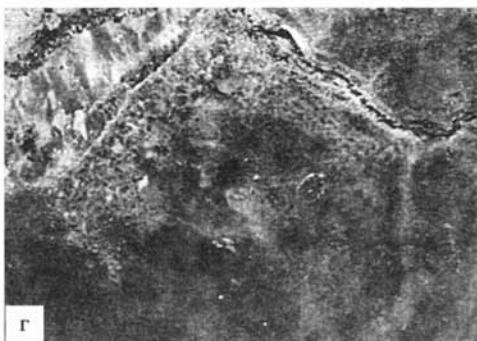
Таким образом, «нижний город» представляет собой поселение, длительно существовавшие с РБВ до ПБВ и, возможно, РЖВ. Не во всех опробованных сооружениях обнаружены все стадии этого процесса, но однотипность построек и организованная планировка свидетельствуют о непрерывности развития и со-



а



б



г



д



е

рис. 123. Аэрофото поселений Ахпюрадзор-1 (а), Ахунк (б), Арцванист (в), Люльпар (г) и Гарджиз (д) (соответственно, 2, 4, 1, 8 и 5 на рис. 109)

Fig. 123. Aerial photos of ruins of settlements of Ahpyuradzor-1 (a), Ahunk (б), Artsvanist (в), Lyulpar (г), and Garjiz (д) (correspondingly 2, 4, 1, 8, and 5 in fig. 109)

хранении строительных традиций. Во всяком случае палеопочва непосредственно под стенами сооружений 1 и 2 в противоположных концах поселения дала одинаковый радиоуглеродный возраст. Примерно в момент урартского нашествия поселение было разрушено, и можно предполагать, что в разрушение внесла вклад сейсмическая катастрофа, хотя размер её вклада оценить невозможно. Затем поселение возродилось и продолжало существовать в позднеурартское и античное время.

Обнаружены признаки обитания или иного культурного использования части этого места в эпоху КУАК, хотя большая часть позднейших сооружений возведена непосредственно на субстрате без культурных остатков. Возможно, в эпоху КУАК здесь было небольшое поселение или святилище, предопределившее место позднейшей застройки.

У нас нет свидетельств столь же длительного функционирования «цитадели». Характер её разрушений указывает на то, что после урартского нашествия она не восстанавливалась. Вместе с тем дата из соседнего погребения не противоречит существованию «цитадели» в СБВ. За ней на поверхности лавового потока обнаружены многочисленные загоны для скота, что свидетельствует о соответствующей ориентации хозяйственной деятельности. «Цитадель» и естественный рельеф лавового потока обеспечивали безопасность загонов, и они могли использоваться населением при возникновении военной угрозы.

Меньшие по размерам поселения и фортификационные сооружения того же типа обнаружены нами у современного с. Ахпюрадзор, на северном и западном подножиях вулкана Порак и на восточном побережье оз. Алагель (см. рис. 116). Все они характеризуются сочетанием цитадели (или сторожевой башни) на холме и неукрепленного поселения у его подножий. Во всех поселениях постройки типа прямоугольных полуземлянок с двойными стенами и иногда углубленным полом сочетаются с «дворами» разной формы. В таком поселении у западного края лавового потока над современным с. Ахпюрадзор (рис. 123,а; 2 на рис. 109 и 116) найдена керамика, предположительно отнесенная Р. Бадалян к эпохе средней бронзы. Вместе с тем на всех поселениях найдена позднеурартская–ахеменидская керамика VII–IV вв. до н.э., а некоторые поселения сохранили следы и более позднего обитания, вплоть до средневековья.

В одной из построек (рис. 124) поселения, расположенного южнее с. Ахпюрадзор (3 на рис. 109), был открыт шурф глубиной 1,1 м, не достигший подошвы культурных слоев. Разрез шурфа снизу вверх таков:

- 4.1. Темно-бурый суглинок. Многочисленные обломки темно-серой, резе красной плохо обожженной керамики. Редкие и относительно крупные обломки обсидиановых отщепов и изделий. Обломки костей. Проба, взятая из основания слоя, дала радиоуглеродный возраст 2580 ± 100 лет (ГИН-10998) [827–543 гг. до н.э.]. 50 см.
- 4.2. Суглинок, обогащенный органикой, с камнями и щебнем. Обломки костей, рыхлых и непрочных (варёных?). Много мелких обсидиановых отщепов. В нижней части слоя найден обломок обсидиановой иглы, а в его основании – обсидиановый наконечник стрелы. Редкие обломки керамики. 40 см.
- 4.3. Современная почва. 20 см.

Поселения, могильники и одиночные захоронения, относимые к той же эпохе, известны на южном и юго-западном побережьях Севана (1, 4, 10 на рис. 109). В отличие от «нижнего города» и «цитадели» здесь оборонительные и жилые функции нередко совмещены на единой площади. К числу таких поселений-кре-

Рис. 124. План постройки и положение шурфа в поселении Ахпюрадзор-2 южнее современного с. Ахпюрадзор (3 на рис. 109; составил В.Г. Трифонов)

Fig. 124. Plat of the construction and location of the prospecting pit in the settlement of Ahpyuradzor-2 to the south of the recent village of Ahpyuradzor (3 in fig. 109; compiled by V.G. Trifonov)

постей относятся остатки сооружений возле с. Ахунк у юго-восточного края Севана (рис. 125; см. рис. 123,6 и 4 на рис. 109). Они окружены стенами, протягивающимися с севера на юг, которые как бы преграждают долину и ограничивают острый меридионально удлинённый треугольник. Крепостные стены и часть стен отдельных построек сложены из двух рядов камней, но внутри есть и сооружения с одинарными стенами. Среди подъёмной керамики Р. Бадалян определённо установил изделия ранней античности (от VII–VI вв. до III в. до н.э.). Позднебронзовым веком предположительно датирована найденная там же чёрная лощёная посуда с орнаментом. Возможно, есть и среднебронзовые керамические изделия. Таким образом, поселение Ахунк охватывало почти тот же возрастной диапазон (без аналогов КУАК), что и «нижний город». К востоку от основного поселения Ахунк обнаружено небольшое неукреплённое поселение-сателлит с таким же типом построек.

В долине р. Сурми-дере выше с. Арцванист на мысу, примыкающем к ущелистому руслу, обнаружена группа построек с двойными стенами (рис. 126; см. рис. 123,в и 1 на рис. 109). Они окружены такой же общей стеной, но более широкой, которая ограничивает узкий треугольник, направленный остриём к югу. В северной части поселения на невысоком холме сохранились остатки укрепления типа сторожевой башни. Найденная керамика относится к позднеурартской и ахеменидской эпохам (от VII–VI вв. до III в. до н.э.), но кремнёвые вкладыши серпов (именно кремнёвые, а не обсидиановые, как прочие каменные изделия) могут быть древнее.

На юго-западном побережье Севана находятся развалины с. Канегех, вблизи которого сохранились остатки стен из двух рядов камней как образующих отдельные прямоугольные и овальные помещения, так и ограничивающие поселение в целом (рис. 127).

Нижние слои поселения и часть погребений в с. Лчашен содержат карминбердскую керамику [Кушнарева, 1993]. Более известны позднейшие захоронения в погребальных камерах, достигающих 5–6 м в длину и 2,5–3 м в ширину. В них найден обильный сопутствующий инвентарь, представленный в Государственном историческом музее Армении, описанный в литературе [Мнацаканян, 1960, 1961; Мартиросян, 1964] и послуживший основанием для выделения лчашен-мецаморской культуры ПБВ. Эти погребения Лчашена сходны с описанными в более юго-восточных районах Присеванья прямоугольностью погребальных камер, кладкой их стен и наличием насыпанного над ними кургана.

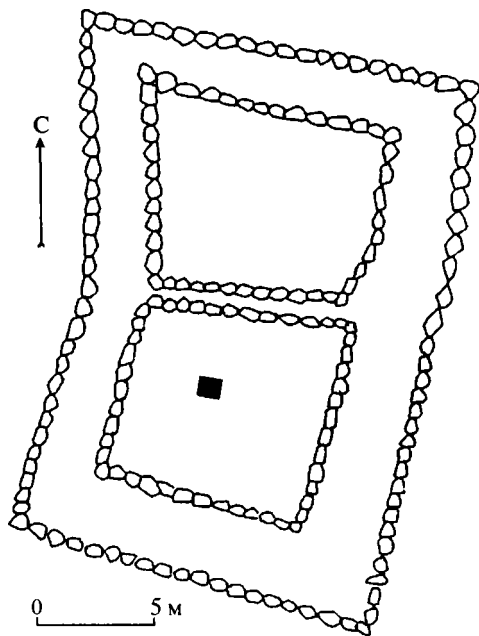




Рис. 125. Стена поселения возле современного с. Ахунк (фото В.Г. Трифонова)

Fig. 125. Defensive wall of the settlement near recent village of Ahunk (photo by V.G. Trifonov)



Рис. 126. Поселение Арцванист в долине р. Сурми-дере выше с. Арцванист (фото А.С. Каракхяна)

Fig. 126. Ruins of settlement of Artsvanist in the Surmi-Dere River valley upstream recent village of Artsvanist (photo by A.S. Karakhanian)



Рис. 127. Стена эпохи поздней бронзы возле развалин с. Канагех (фото А.С. Караханяна)

Fig. 127. Defensive wall of the Late Bronze epoch near ruins of village of Kanagheh (photo by A.S. Karakhanian)



Рис. 128. Стена Лчашенской крепости (фото А.С. Караханяна)

Fig. 128. Wall of the Lchashen Fortress (photo by A.S. Karakhanian)

На двух больших и соседних более мелких холмах к востоку от Лчашена находится комплекс погребений, оборонительных и, вероятно, жилых сооружений, известных как Лчашенская крепость. Монументальные общие стены крепости (рис. 128) имеют сложную планировку и значительную толщину, причём есть как сложенные из двух рядов камней с внутренней засыпкой, так и одинар-

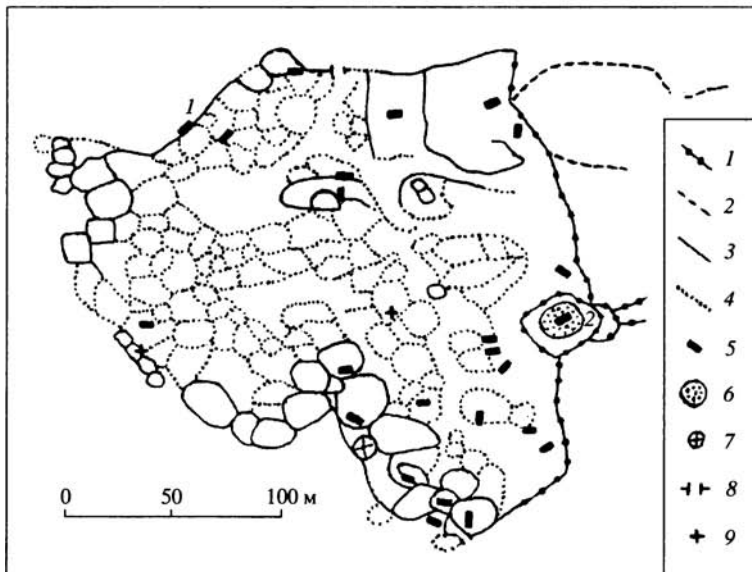


Рис. 129. Поселение-некрополь возле современного с. Зорац-Карер (аэрофотоснимок и его интерпретация, выполненная А.С. Карахяном и В.Г. Трифоновым)

1 – стена с менгирами; 2 – то же, предполагаемое; 3, 4 – стена с двойной каменной кладкой: 3 – закартированная, 4 – предполагаемая (плохо сохранившаяся или отдешифрированная на аэрофотоснимке); 5 – погребальная камера; 6 – курган; 7 – оборонительное сооружение; 8 – вход (?); 9 – погребение античного времени, датированное радиоуглеродной пробой. Цифры на плане объяснены в тексте

Fig. 129. The Zorats-Karer settlement and necropolis (aerial photo and its interpretation by A.S. Karakhanian and V.G. Trifonov)

1 – wall with menhirs; 2 – its supposed continuation; 3, 4 – wall with double-row laying stones: 3 – identified, 4 – supposed (badly preserved or interpreted in the aerial photo); 5 – burial camera; 6 – burial mound; 7 – defensive tower; 8 – entrance (?); 9 – grave of the Antique Ages, dated by the radiocarbon. Numerals are explained in the text

ные, но сооружённые из очень крупных глыб. Эти же два типа кладки характерны и для построек внутри крепости. Обнаружены нижние части стен крупных прямоугольных построек, вероятно, жилого назначения. Выделяется прямоугольная погребальная камера размером 3,5 × 5,5 м с уплощёнными внутри каменными стенами. Ее противоположные длинные стены с ориентацией СЗ–ЮВ, сверху сужаются и, вероятно, прежде образовывали перекрытие типа ложной арки. Помещение ограждает круг диаметром 13 м вертикально стоящих больших камней. Обнаружены также захоронения в прямоугольных, реже овальных каменных ящиках без курганов, откуда П. Аветисян определил изделия середины и конца ПБВ.

Описанные черты севано-сюникского комплекса присутствуют в обширной группе сооружений возле с. Зорац-Карер в 3 км севернее г. Сисиана (рис. 129; см. 7 на рис. 109). Сооружения занимают площадь около 4,5 га и расположены на восточном краю плато, с севера и юго-запада ограниченным глубоко врезынными ущельями. Из-за такой естественной защиты единственными укреплениями на бровках склонов ущелий были ряды сомкнутых стен построек. Именно сюда, с севера и юга, вели поднимающиеся въезды, дополнительно укрепленные и хорошо простреливаемые.

В отличие от них восточный край поселения-некрополя, приходящийся на поверхность плато, образован сплошной стеной из двух рядов крупных камней с забутовкой. Толщина стен – 5–5,5 м. Сейчас стена выступает над окружающей местностью на десятки сантиметров. На внешний ряд камней сверху водружены менгиры высотой до 2,5 м (рис. 130). В узких краевых частях некоторых глыб сократились выбитые отверстия, вероятно, использовавшиеся для транспортировки глыб. Кое-где к основной стене примыкают дополнительные стены с менгирами или ряды менгиров.

Внутренняя часть стены свободна от построек, которые начинаются не ближе нескольких метров от неё, заполняя внутреннее пространство вплоть до бровок склонов ущелий. Здесь различаются три типа сооружений, в тех или иных сочетаниях встречавшиеся на памятниках, описанных выше. Первый тип – двойные стены прямоугольных построек типа полумесяц, сохранившиеся на высоту до 1 м (с внутренней стороны). Ширина стен – 2 м и толще. К ним примыкают постройки второго типа – овальные «дворы» с невысокими двойными, реже одинарными стенами. Оба типа формой, размером и способом кладки вполне сходны с аналогичными постройками «нижнего города» и, вероятно, также являются остатками жилых и служебных помещений.

Третий тип представлен прямоугольными погребальными камерами, внутренние помещения которых достигают 7–9 м (обычно 8 м) в длину и 3–3,5 м (до 4 м) в ширину при высоте не менее 2 м. Они перекрыты большими плоскими каменными глыбами, сходными с менгирами и образующими ложную арку (см. рис. 114,б). По архитектуре и технике сооружения эти постройки похожи на погребальные камеры Лчашена и Лчашенской крепости и, вероятно, также служили погребениями, хотя позднее могли использоваться как постоянные или временные жилища. В отличие от лчашенских они почти не имеют верхней курганной засыпки и не окружены кромлехами.

Детально обследованная нами постройка описанного типа (см. рис. 114,а и 1 на рис. 129) имеет длину 8 м и ширину от 3,4 м внизу до 2,8 м в верхней суженной части. Высота помещения до начала сужения – 2–2,2 м. В северо-восточной стене находится дверной проём высотой до 2 м. Сверху он перекрыт плоским камнем-плитой на уровне начала ложной арки. Дверной проём сужается кверху

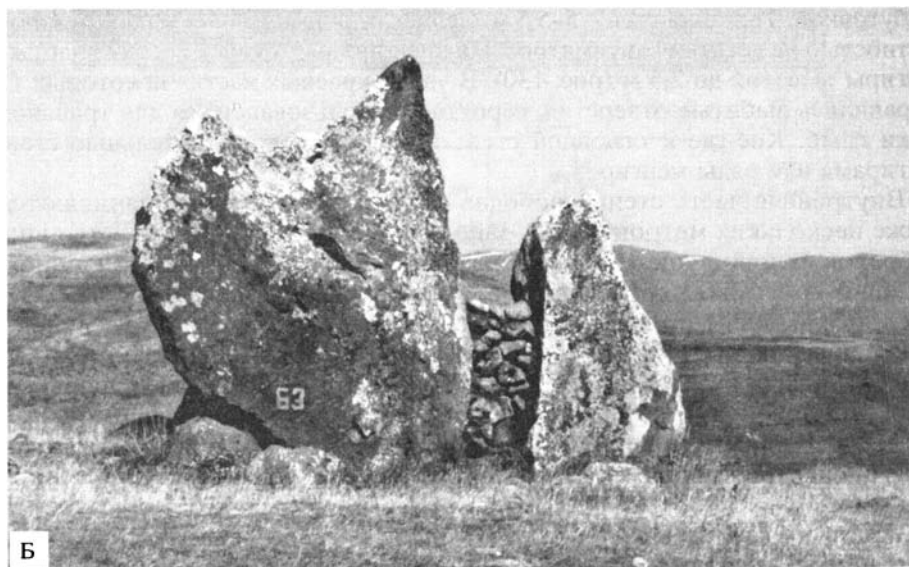


Рис. 130. Менгиры восточного края Зорац-Карера (фото А.С. Караханяна): А – современное состояние; Б – попытка реконструкции

Fig. 130. Megaliths (mengirs) in the eastern side of the Zorats-Karer (photo by A.S. Karakhanian): А – contemporary view; Б – hypothetic reconstruction

от 0,9 до 0,75 м. Дромоса практически нет: сразу от входа идёт повышение до уровня овального «двора» с двойными стенами. Зачисткой у северо-западной стены удалось вскрыть дно помещения. Здесь снизу вверх наблюдается следующий разрез, начинающийся на 10 см ниже основания кладки:

1. Светлая желто-серая супесь, на которой лежат камни стены. Видимая мощность – 10 см.

2. Линза подобной супеси с мелкими угольками (очаг?). До нескольких сантиметров.

3. Супесь типа 1. 3–8 см.

4. Очаговая линза с обломками обугленных костей. Возможно, под линзой около стены очаг выложен камнями. Древесный уголь дал радиоуглеродный возраст 2220 ± 90 лет (ГИН-11654) [386–197 гг. до н.э.]. До 10 см.

5. Суглинок с камнями, которые, возможно, выкладывают очаг линзы 6. 8–10 см.

6. Очаговая линза на камнях слоя 5. До 5 см. Найдена керамика, определённая Р. Бадаляном как позднеурартская–раннеантичная (от VII–VI до IV–III вв. до н.э.). Смесь обломков древесного угля из слоев 4 и 6 дала возраст 2240 ± 60 лет (ГИН-11668) [383–207 гг. до н.э.].

7. Супесь типа 1. 5–10 см.

8. Рыхлая супесь с камнями, обломками обсидиана и керамики. До 50 см.

9. Обрушившиеся камни кровли, ближе к центру помещения залегающие на слое 7.

Слой 1 описанного разреза представляет собой основание, на котором была возведена постройка, а слои 2–7 и, возможно, 8 представляют позднюю фазу его эксплуатации, когда прежняя погребальная камера, вероятно, использовалась для временного или постоянного проживания.

Особое положение в комплексе сооружений Зорац-Карера занимает погребение возле восточной стены (см. рис. 113,б, 114,в и 2 на рис. 129). Оно окружено кольцом менгиров и представляет собой каменный курган диаметром 21 м и высотой до 1 м. Внутри кургана различается кромлех из подогнанных друг к другу крупных камней (но более мелких, чем менгиры). Диаметр кромлеха 17 м. Дромос длиной 6,3 м и шириной 1,1–1,2 м начинается от кромлеха, где он перекрыт каменной плитой, и ведёт к торцовой стене центрального помещения. Его длина 6 м, а ширина уменьшается от 3 м внизу до 2,7 м вверху, после чего стены завершаются ложной аркой, образованной каменными плитами перекрытия. Среди мелких камней северного и восточного секторов кургана находятся небольшие более поздние захоронения.

Результаты раскопок погребальных камер Зорац-Карера, представленные в Сисианском краеведческом музее, показывают, что они служили для неоднократной ингумации покойников. В камерах найдены бронзовые изделия, ювелирные украшения и многочисленная керамика СБВ. Среди экспонируемых в музее образцов присутствуют как расписная посуда с рисунком по красному фону (особенно характерен чёрный волнистый орнамент по горизонтали), так и чёрные и тёмно-бурые лощёные сосуды с процарапанным орнаментом. Один из чёрных лощёных сосудов по форме и орнаменту похож на изделия беденской фазы КУАК. В ходе указанных раскопок были обнаружены также погребения с позднебронзовым инвентарём. Среди керамики, как подъемной, так и найденной нами в сооружениях Зорац-Карера, Р. Бадалян различает среднебронзовую (особенно многочисленна севано-узерликская посуда) и позднеурартскую–раннеантичную (от VII–VI до IV–III вв. до н.э.). В курганных захоронениях возле Зорац-Карера присутствует также позднебронзовая керамика. Таким образом, в целом Зорац-Карер охватывает тот же интервал времени, что и северные памятники рассматриваемой группы – от СБВ до ранней античности.

Поскольку погребальные сооружения Зорац-Карера содержат разновозрастную керамику от, возможно, ранних фаз СБВ до ПБВ, они начали возводиться не позднее прямоугольных построек и дворов с двойными стенами. Во многих случаях погребальные камеры вписываются в архитектуру овально-прямоуголь-

ных сооружений. Например, камера может быть прислонена к двойной стене, а её дверь – выходить в овальный «двор». Вместе с тем многие камеры дискордантно вложены в архитектуру сооружений с двойными стенами (см. рис. 129). По-видимому, они моложе. Можно предположить поэтому, что на ранних стадиях СБВ Зорац-Карер совмещал функции скотоводческого поселения, аналогичного Гегадзору, и некрополя. Со временем функции некрополя стали главными. Но в позднеурартское и раннеантичное время комплекс, возможно, вновь приобрёл «двойное» назначение, причём по крайней мере некоторые погребальные камеры использовались как временные или постоянные жилища.

Погребальные камеры Зорац-Карера несут следы сейсмогенного разрушения. Это событие не могло произойти раньше позднеурартско-раннеантичного времени, поскольку тогда камеры использовались. Вместе с тем более поздние античные погребения не сопровождались возведением подобных сооружений. Эти небольшие и специально не оборудованные могилы нередко врыты между двойной кладкой стен сооружений ранних типов. Радиоуглеродные даты двух таких захоронений дали возраст 1990 ± 110 лет (ГИН-8196) [116 г. до н.э. – 127 г. н.э.] и 1600 ± 150 лет (ГИН-8198) [325–610 гг. н.э.]. По-видимому, сильное землетрясение произошло раньше, примерно на рубеже нашей эры, что согласуется со следами землетрясения того же возраста, фиксируемыми вдоль Ханарасарского разлома северо-западнее, на южной оконечности Сюникской структуры pull-apart (см. раздел 4.2).

В связи со столь длительной историей Зорац-Карера возникает вопрос о назначении стены, протягивающейся вдоль его западного края. Её сооружение оправдано с оборонительной точки зрения, а толщина в 5–5,5 м вполне отвечает этой функции. Поскольку стена построена в той же технике «двойных стен», что и другие ранние сооружения Зорац-Карера, она, очевидно, имеет тот же возраст. Но сейчас стена возвышается над окружающей местностью лишь на десятки сантиметров, и на неё сверху водружены менгиры, которые могли иметь скорее ритуальное, чем оборонительное значение. Такое сочетание можно объяснить тремя способами.

Согласно первому объяснению, стена изначально имела строение, близкое к современному, и не несла оборонительных функций. Но это в определённой мере ставит под сомнение жилое назначение Зорац-Карера, особенно на ранней фазе существования. Второе объяснение предполагает, что стена первоначально имела достаточную высоту, но позднее (возможно, когда комплекс стал некрополем) была разрушена и заменена менгирами. Её верхняя часть могла быть глинобитной, и следы этого исчезли со временем, а камни нижней части стены частично были использованы для сооружения погребальных камер. Однако никаких признаков мощной глинобитной стены в виде скопления глины или суглинка рядом с менгирами не обнаружено. Согласно третьему объяснению, представляющемуся нам наиболее правдоподобным, менгиры могли быть своеобразной арматурой, промежутки между которой закладывались более мелкими камнями (см. рис. 130,б) и, возможно, обмазывались глиной, обеспечивая оборонительные функции. Как бы то ни было, вопрос о стене пока не имеет убедительного ответа и требует дальнейшего изучения.

В районе г. Сисиана обнаружены и другие поселения и погребальные сооружения, сходные по возрасту и архитектурным особенностям с постройками Зорац-Карера. Большая часть поселения возле современного с. Гарджиз (см. рис. 123,д и 5 на рис. 109) разрушена хозяйственной деятельностью последних десятилетий. Тем не менее здесь сохранились реликты сооружений с двойными стенами и менгирами.

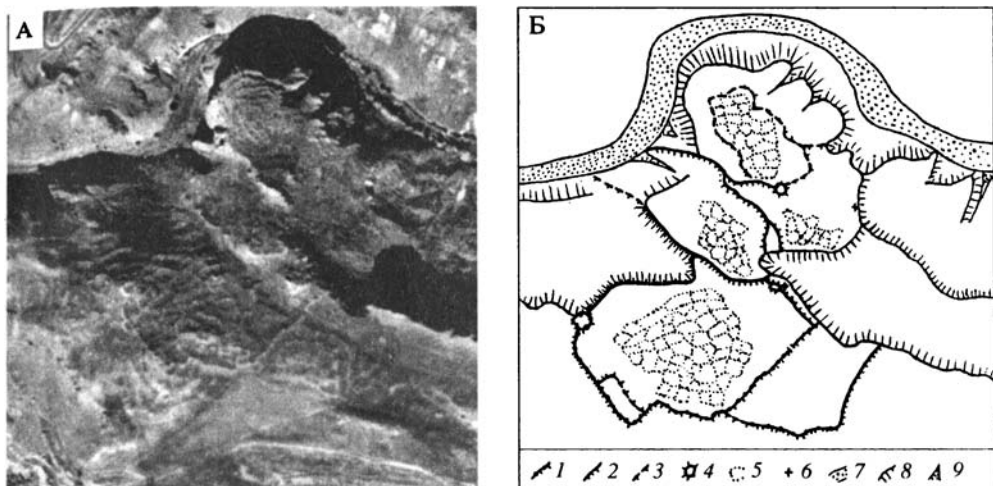


Рис. 131. Аэрофотоснимок (А) и система оборонительных сооружений (Б) Уза

В системе обороны Уза сочетается использование естественных препятствий (крутые обрывы и каменные гребни), возведение стен на относительно проходимых участках, а также дополнительных башен и укреплённых постов.

1–3 – оборонительные стены: 1 – с менгирами, 2 – прочие, 3 – предполагаемое (плохо сохранившееся) продолжение стены; 4 – форт и башни; 5 – закартированные и отдешифрированные на аэрофотоснимке руины стен построек; 6 – вскрытое захоронение; 7 – поймы реки; 8 – крутой обрыв; 9 – мелкий распадок

Fig. 131. Aerial photo of ruins of settlement of Uz (A) and its interpretation by A.S. Karakhanian and V.G. Trifonov (B)

Defensive system of the Uz joins using natural obstacles (scarps and rocky ridges) and building walls and towers in relatively passable sites. 1–3 – defensive walls: 1 – with mengirs, 2 – without mengirs, 3 – supposed (badly preserved) continuations; 4 – fortress and towers; 5 – mapped and interpreted in aerial photo ruins of walls of constructions; 6 – excavated grave; 7 – flat of the river; 8 – natural scarp; 9 – steep ravine

Важнейшее место среди поселений района занимает комплекс строений возле с. Уз в 3 км восточнее г. Сисиана (рис. 131, см. 9 на рис. 109). Подобно Арцванисту, Зорац-Кареру и Гарджизу, он расположен на мысу, с трёх сторон защищённом естественными обрывами. Вместе с тем поселение Уз существенно превосходит их своими размерами (больше 10 га). В отличие от них оно возведено на неровной поверхности и охватывает несколько ступеней рельефа. Это определило специфику оборонительных сооружений, защищающих Уз с доступной для нападения южной стороны. Её огибает главная крепостная стена, образованная сплошным рядом каменных глыб, над которыми возвышаются сближенные менгиры. С наружной стороны стены поверхность местами искусственно углублена (возможно, прежде там был устроен ров), а с внутренней стороны повышена, что обеспечивало лучшее отражение нападавших (рис. 132). Вдоль стены сооружён ряд дополнительных укреплений, а на одном участке непосредственно перед основной возведена невысокая дополнительная стена.

Перед этой системой укреплений располагается ещё одна стена с менгирами, а между нею и основной стеной находится большая часть обнаруженных в Узе погребальных камер, сходных по архитектурным особенностям с аналогичными сооружениями расположенного в 3 км севернее некрополя, а также Зорац-Карера. Внутри основной стены подобные погребения редки и обычно ли-



Рис. 132. Руины основной крепостной стены Уза (фото В.Г. Трифонова)

Fig. 132. Ruins of the main defensive wall of the Uz (photo by V.G. Trifonov)



Рис. 133. Центр жилого комплекса Уза, защищенный с юго-запада двумя рядами оборонительных стен (фото В.Г. Трифонова)

Fig. 133. Dwelling centre of the Uz defended by two rows of walls (photo by V.G. Trifonov)

Таблица 7. Археологические датировки объектов севано-сюникского комплекса и Фиолетово (СБ – средняя бронза; ПБ-РЖ – поздняя бронза и раннее железо; Ур-Ах – урарту-ахеменидская эпоха; Ант – зрелая античность)

Объект	Беден	СБ	ПБ-РЖ	Ур-Ах	Ант
Фиолетово	+			+	+
Гегадзор	?	+		+	
Ахпюрадзор-1, 2		?		+	
Ахунк		?	?	+	
Арцванист			?	+	
Цовак		+	+		
Канагех			+		
Лчашен и Лчашенская крепость		+	+		
Зорац-Карер	?	+	+	+	+
Уз		+	+		
Гарджиз					+

бо примыкают к дополнительным крепостным стенам, либо тяготеют к ограничивающим поселение обрывам.

Непосредственно к югу от основной стены находится комплекс жилых и хозяйственных построек с достаточно беспорядочной планировкой, а к северо-востоку от него, на каменном мысу, защищённом двумя рядами дополнительных стен, располагается более компактная группа строений с элементами концентрической планировки, возможно, представляющая функциональный центр всего ансамбля (рис. 133). Ещё одна группа строений, частью погребальных, находится юго-восточнее этой группы на более низкой ступени рельефа.

Среди строений и в погребениях Уза обильно представлена керамика СБВ. По-видимому, присутствует и позднебронзовая керамика. В одном из погребений рядом с Узом, содержащем севано-узерликскую керамику, по данным Р. Бадаляна (устное сообщение), получена радиоуглеродная дата, соответствующая XVIII в. до н.э.

Таким образом, от южных побережий Севана до района г. Сисиана протягивается расширяющаяся в средней части до предгорий Карабаха полоса поселений, крепостей и погребений (см. рис. 109). Объекты этого комплекса, названного нами севано-сюникским, датируются в пределах от СБВ (местами от времени КУАК) до урартско-ахеменидской эпохи и, в некоторых случаях, зрелой античности, т.е. почти двух тысячелетий (табл. 7). Все они обнаруживают признаки преимущественно скотоводческой ориентации населения.

Не все поселения и некрополи комплекса охватывают целиком указанный интервал времени. Некоторые из них заложены лишь в ПБВ. Но в крупнейших поселениях и некрополях датируются как ранние, так и поздние следы функционирования. Сохраняется неопределённость в датировании времени обитания поселений Гегадзора («нижнем городе») и Ахпюрадзора. Там обнаружены артефакты СБВ (в «нижнем городе» также ПБВ) и позднеурартско-ахеменидской эпохи, но нет археологических подтверждений обитания в РЖВ. Именно на этот интервал приходится обнаруженные в «нижнем городе» следы сильного землетрясения. Возможно, тогда поселения были покинуты. Однако не-

прерывность культурных слоёв и радиоуглеродные даты позволяют считать более вероятным, что указанный перерыв был относительно коротким и приходился лишь на эпоху урартского завоевания, а отсутствие археологического подтверждения обусловлено недостаточной изученностью.

6.1.3. Историческое развитие на фоне климатических изменений

Интересно сопоставить развитие описанных на территории Армении культур с климатическими изменениями на Ближнем и Среднем Востоке. Общей закономерностью является связь значительного потепления, какое имело место в начале голоцена и в атлантический оптимум, с увлажнением. Именно в атлантический оптимум в V тыс. до н.э. в Армении зародилось земледелие, что привело в конце оптимума (вторая половина IV тысячелетия) к сложению КУАК – одной из наиболее развитых и мощных раннеземледельческих культур.

Однако в конце атлантики наметилось похолодание и иссушение, достигшее максимума в середине III тысячелетия. На низком Северо-Западном Кавказе уже в начале III тысячелетия до н.э. потепление–увлажнение начало сменяться похолоданием–иссушением, а в середине III тысячелетия фаза аридизации фиксируется и в Месопотамии. Возможно, именно иссушение равнин побудило создателей степной культурной общности (см. раздел 6.1.4) мигрировать в относительно влажные горные районы. Аридизация отразилась и на развитии КУАК, достигшей к этому времени своей зрелой фазы. С иссушением, вероятно, связаны концентрация её низменных поселений вдоль относительно крупных рек, оставшихся водоносными, а также освоение предгорий и горных плато. Конфликты с вынужденными мигрантами побудили строить новые поселения в труднодоступных местах.

Вместе с тем при относительно небольших изменениях температуры, какие имели место после атлантика, соотношение температура–влажность могло изменяться в горных районах, к которым принадлежат Армения и другие области Кавказа, иначе, чем на крупных низменностях. В горах небольшое похолодание приводило не к иссушению, а к увлажнению из-за уменьшения испарения. На Большом Кавказе с атлантического оптимума почти до конца III тысячелетия до н.э. продолжался рост ледников. Трансгрессивная фаза развития Севана, соответствовавшая относительно влажной эпохе, вероятно, также продолжалась почти до конца III тысячелетия, лишь позднее сменившись регрессией [Саядян, 1985].

Для земледелия в Армении критическое значение имели именно изменения влажности, тогда как небольшие колебания температуры мало сказывались на его продуктивности. На то, что в Армении в эпоху КУАК условия оставались относительно влажными, возможно, указывает находка среди пшениц и ячменей Шенгавита специфических круглозерных форм *Triticum vulgare antiquorum* Nees., *Triticum sphaerococcum* Perc., *Hordeum sphaerococcum* [Туманян, 1948]. По мнению М.Г. Туманяна, такие формы могли произрастать лишь при достаточной влажности.

Вместе с тем уменьшение процентного содержания свиньи среди костей домашних животных Араратской долины в поздней КУАК по сравнению с энеолитом указывает на начавшееся иссушение [Межлумян, 1990]. Аридизация горных районов, усилившаяся к концу III тысячелетия, побудила значительную часть носителей КУАК мигрировать на юг, в Иранский Азербайджан, Северную Месопотамию и Восточную Анатолию, где как раз в это время наступили более благоприятные для земледелия условия. В Армении же земледелие дегра-

дивовало и возросла роль скотоводства, что в значительной мере было связано с миграцией индоевропейских племён (см. раздел 6.1.4).

Новый подъём земледелия связан с лчашен-мецаморской культурой. Он произошёл во второй половине и особенно в конце II тысячелетия до н.э. Увлажнение региона подтверждается наступившей на Большом Кавказе новой фазой роста ледников и начавшейся в конце II тысячелетия трансгрессивной фазой развития Севана [Саядян, 1985]. Но как раз в это время и особенно в XIII–XI вв. до н.э. в равнинных областях Ближнего Востока имела место аридизация, и расположенные там основные центры цивилизации испытывали жестокий социально-политический кризис (см. раздел 7.3). Это избавляло обитателей Армении от агрессии сильных южных соседей.

Лишь позднее, когда на юге климат улучшился и закончился кризис, территория Армении была завоёвана урартами. Показательно, что возвышение и успешные военные действия Урарту против Ассирии в первой половине VIII в. имели место, когда Ассирия переживала серьёзный кризис. Его причинами, помимо гражданских войн и сепаратистских движений, были ряд неурожайных лет и эпидемии [Заблоцка, 1989]. Сказалась политика ассирийских царей IX в., приводившая к тотальному разорению и опустошению завоёванных провинций. Теперь те из них, где сохранялась власть Ассирии, были не в силах помочь метрополии. Поэтому пришедший к власти в 745 г. до н.э. Тиглатпаласар III был вынужден на первых порах сосредоточить усилия на возрождении сельского хозяйства и войска. Только после этого он и его преемники продолжили экспансионистскую политику прежних правителей Ассирии, но теперь основной её целью, наряду с военной добычей, стало переселение завоёванных народов в обезлюдевшую метрополию. По-видимому, сельскохозяйственным успехам переселенцев способствовало улучшение климатических условий в Месопотамии. Укрепив южные и восточные границы Ассирии и покориив Сирию, Тиглатпаласар III и позднее Саргон II смогли начать наступление на Урарту.

Помимо климатических изменений, на развитие древних культур Армении оказывала влияние активная тектоника. Подробно её воздействия рассмотрены в следующих разделах. Здесь отметим лишь приуроченность поселений КУАК (см. рис. 106) к зонам активных разломов. В макромасштабе это связано с приразломным положением удобных для земледелия долин, водных источников и ролью разломов как трасс коммуникаций и распространения культурного влияния, а в мезомасштабе – с оборонными возможностями расчленённого рельефа зон разломов. Подобная связь с зонами разломов и молодыми лавовыми потоками (другое проявление активной тектоники) как средством естественной защиты отмечена выше для поселений севано-сюникского комплекса.

6.1.4. Хозяйственная специализация и проблемы этногенеза

В длительной истории становления армянского этноса и государства выделяются две культурные традиции – исходно земледельческая и исходно скотоводческая, носителями которых, возможно, были этнически разнородные группы. Обособление двух традиций не означает полного противопоставления хозяйственной деятельности: земледельцы, как засвидетельствовано археологическими материалами, сочетали это занятие со скотоводством (сначала в местах поселения, позднее отгонным), а скотоводы приобщались к земледелию. Речь идёт именно об истоках – изначальной ориентации хозяйства и соответствующем ему образе жизни.

Земледелие в речных долинах Армении возникло вокруг стационарных поселений не позднее V тысячелетия до н.э. в эпоху керамического неолита и энеолита не без влияния более прогрессивных земледельческих культур «Плодородного полумесяца». Земледельческая культура КУАК эпохи ранней бронзы развивается с середины IV тысячелетия на базе местных земледельческих традиций. Резко возрастает число поселений и, очевидно, численность населения. Сначала они прогрессируют в долинах рек, затем осваиваются новые экологические ниши: поселения распространяются в предгорья и на низкогорные плато. С середины III тысячелетия существенным в развитии заключительной фазы КУАК становится фактор обороны, и новые поселения строятся в труднодоступных местах и укрепляются. С этого времени фактор обороны присутствует в развитии всех культур региона.

Во второй половине III тысячелетия, на рубеже ранней и средней бронзы, количество земледельческих поселений заметно уменьшается, хотя они продолжают существовать в традиционных экологических нишах. Сокращается и скорость накопления культурных слоёв на поселениях, что свидетельствует о менее оживлённой жизни, т.е. сокращении численности населения. Наряду с рядом культурных новшеств (например, более многочисленных и разнообразных бронзовых изделий, изготавливаемых теперь в основном из оловянной бронзы с использованием более высоконикелистой медной руды) планировка и керамика поселений демонстрирует преемственность от КУАК: господствует грубая «кухонная» и чернолощёная посуда при минимуме нововведений в орнаменте последней и появлении редких образцов расписной керамики.

Материалы К.Х. Кушнарёвой [1993] по поселению Узерлик-Тепе показывают, что земледелие остается важной отраслью хозяйства. Возделываются пшеница (твёрдая, мягкая и карликовая), плёнчатый и голозерный ячмень, просо, бобовые, масличные и виноград. Вместе с тем возрастает роль скотоводства (вероятно, отгонного), о чём свидетельствуют многочисленные кости крупного (52,3%) и мелкого (31,4%) рогатого скота, свиньи (11,5%), лошади (4,2%) и собаки (0,6%). На поселениях найдены фрагменты маслобойки, костяные орудия для обработки шкур, утеплённые зимние ямы для ягнят, гребень для прибивания утка на примитивном ткацком станке.

Наряду с этой исходно земледельческой традицией на территории Армении в то же время распространялись исходно скотоводческие культуры. Древнейшая из них, относящаяся к энеолиту и датируемая концом V – началом IV тысячелетий до н.э., представлена петроглифами в горах южнее Севана, особенно на Сюникском нагорье, которые демонстрируют занятие скотоводством и охотой при отсутствии каких-либо признаков земледелия. Наряду с изображениями рогатого скота в сопровождении пастуха и собаки, а также запряжённых волами двусосных повозок со сплошными колесами, присутствуют редкие изображения лошадей, всадников на лошадях и повозок на колесах со спицами (см. рис. 90). Это придавало создателям петроглифов, вероятно, не строившим стационарных поселений, высокую мобильность.

Следующая волна широкого распространения скотоводства в Центральном Закавказье приходится на эпоху средней бронзы. Об этом свидетельствует и резкое преобладание могильников над поселениями на фоне отмеченного сокращения числа последних, и тот факт, что в могилы рядом с покойниками укладывались части туш жертвенных животных. Такое преобладание ярче сказалось на севере прежнего ареала КУАК, тогда как на юге (в области кизыл-ванкской культуры) оно не столь заметно.

Проще всего было бы предположить, что интенсивное развитие скотоводства связано с хозяйственной переориентацией местного населения в изменившихся климатических условиях (см. раздел 6.1.3). Однако этого кажется недостаточно. Дело в том, что волна распространения скотоводства совпадает по времени с интенсивным расслоением общества. О крупных технических новшествах и изменениях в жизненном укладе мы судим по оформлению и содержанию крупных нерядовых курганов, где погребена возникшая верхушка общества (родо-племенные вожди), и отчасти по погребениям их ближайшего окружения. Что же касается прочих членов общества, то, насколько можно судить по археологическим материалам из поселений и рядовых захоронений, их жилища, инвентарь и быт мало отличались от таковых КУАК, кроме, может быть, частичного оттока населения для обслуживания отгонного скотоводства.

Тем не менее социальное и последовавшее за ним имущественное расслоение коснулось рядовых общинников. Стало необходимым пасти скот и обрабатывать продукты скотоводства, принадлежавшие знати. Возникли новые поселения (например, в Алазанской долине) с преимущественно или исключительно скотоводческой ориентацией хозяйства. Так, в поселении Илто на выходе р. Илто из Иорского ущелья кости домашних животных являются основными «культурными» отходами, причём среди них присутствует крупный (55,4%) и мелкий (13,3%) рогатый скот и свиньи (31,3%), что отчасти совпадает и с современной специализацией животноводства [Кушнарева, 1993]. Если прежде ремесло было более или менее стандартным, ориентируясь на равноправных членов общины, то теперь появилась потребность в изготовлении (за вознаграждение или по принуждению) более изощрённой продукции, ориентированной на вкусы знати, что способствовало развитию ремесел и относительному возрастанию числа ремесленников.

Социальное расслоение достигло максимума в «цветущую» стадию ТК. О нём можно судить по невиданным до того размерам (и соответственно трудоёмкости изготовления) и богатству курганов вождей племён и племенных союзов, выделившихся в скотоводческой среде. С появлением лчашен-мецаморской культуры связан некоторый «откат» в степени социальной расслоенности общества. Во всяком случае столь же богатых захоронений (или жилищ соответствующего ранга) в слоях этой культуры не найдено. Вместе с тем в областях более раннего распространения культуры (горных районах к югу от Севана) отчетливо проявляется её исходная скотоводческая ориентация.

Она сохраняется в горных районах и позднее, до эпохи урартских завоеваний. Так, согласно одной из надписей урартского царя Аргишти I, в результате похода в страну Эриахи он угнал оттуда «1104 коня, 35015 голов крупного и 100...1829 (101829 ?) голов мелкого рогатого скота», а через 10–20 лет царь Сардури II после двух походов в ту же Эриахи угнал соответственно 412 и 1613 коней, 6665 и 16529 голов крупного рогатого скота, 25375 и 37685 голов мелкого рогатого скота [Меликишвили, 1960]. Получается, что всего за столь небольшой срок было угнано более 3100 лошадей, более 58 тыс. голов крупного и 160 тыс. голов мелкого рогатого скота. По расчётам Б.Б. Пиотровского [1959] эти величины ещё больше. Учитывая, что понятие «страна» примерно соответствовало по размерам административному району бывшей Армянской ССР, интенсивность и продуктивность скотоводства были очень высокими.

Вместе с тем, распространившись в Араратскую долину, носители лчашен-мецаморской культуры усвоили от местного населения и развили навыки эффективного земледелия и разнообразных ремёсел. Распространение культуры, вероятно, сопровождалось ростом населения. На это может указывать рост числа

захоронений в некрополе Хорума на северном склоне Арагаца, где с середины XV в. оно возрастает на порядок [Аветисян, Бадалян, 1996].

Этническую и языковую принадлежность упомянутых культур можно обсуждать сугубо гипотетически, за исключением урартской культуры, определённо восходящей к урартской ветви хуррито-урартской языковой группы. Г. Вильхельм [1992] рассматривал урартский язык как родственный хурритскому, но отделившийся от него ещё в III тыс. до н.э., а И.М. Дьяконов [1995(а)] считал его поздним диалектом хурритского.

Говоря об этнической принадлежности той или иной культуры, мы, вслед за И.М. Дьяконовым [1995(а)], «будем считать этносом человеческую общность, объединённую единым происхождением языка и общими культурными особенностями, обставляя в стороне гены». При внедрении этнически чуждой культуры в некий абorigенный субстрат могут сохраняться абorigенный антропологический тип, элементы материальной культуры, но при этом смениться язык. Яркий пример тому И.М. Дьяконов видит в приведённых Л.В. Ошаниным данных об антропологии тюркоязычных народов: у киргизов эпикантус («монгольская складка») наблюдается более, чем в 80% случаев, а у более западных тюркоязычных народов этот процент снижается, доходя у азербайджанцев и турок до 5–0%.

Выше отмечалось, что на поздней стадии (вторая половина III тыс. до н.э.) КУАК распространилась в Восточную Анатолию, а влияние КУАК достигло Сирии и Палестины, где развивалась родственная ей кирбет-керакская культура. В то же время КУАК проникла в Иранский Азербайджан, а влияние её ощущалось и в более южных районах Ирана. Именно в это время, т.е. в годы правления Саргона Аккадского (около 2371–2316 гг. до н.э. по «высокой хронологии») и его преемников месопотамские источники сообщают о войнах с некими северными и северо-восточными соседями, где, судя по некоторым приводимым именам и словам, говорили по-хурритски [Вильхельм, 1992].

Под натиском пришедших из Северо-Западного Загроса кутиев Аккадское царство пало примерно в 2200 г. до н.э., и кутии заняли часть Вавилонии. На развалинах Аккада по его северной периферии возникло первое известное по историческим документам хурритское государство Уркеш, правитель которого с типичным древнехурритским именем Аталъ-шен (или Ари-шен) правил где-то в конце периода кутиев или в первые десятилетия III династии Ура [Вильхельм, 1992], т.е. около 2100 г. Это царство занимало обширную территорию от бассейна Хабура на западе до р. Диялы на востоке и простиралось на север по меньшей мере до оз. Ван.

Позднее, в эпоху средней бронзы, на месте Уркеша и в соседних областях возник ряд других хурритских государств, среди которых наибольшую известность приобрело царство Митанни. Время его основания неизвестно, но к середине XVI в. оно стало мощной политической силой. Хурритоязычное население было многочисленным и в Хеттском царстве, где большинство, однако, говорило на индоевропейских языках.

Хурритский язык обнаруживает существенное сходство с современными восточно-кавказскими языками и образует единую с ними языковую семью [Дьяконов, 1968, 1995(а)]. И.М. Дьяконов выявил у этих языков более 100 общих корней и предложил закрепить за ними название «алародии» по имени, использованному Геродотом [1999; III: 94; VII: 79] для обозначения одного из кавказских народов, обитавших на Армянском нагорье, возможно, урартов. К той же языковой семье И.М. Дьяконов предположительно отнёс кутиев.

Оценивая языковую принадлежность раннебронзовых культур Кавказа, И.М. Дьяконов справедливо счёл необходимым исключить из числа абorigен-

ных индоевропейские и тюркские языки. Остаются языки западно-кавказской, картвельской (иберийской) и восточно-кавказской («алародийской») языковых семей. Что касается картвельских языков, то у них, по мнению И.М. Дьяконова [1995(а)], «в лексике – за исключением единичных заимствований – нет никаких сходжений ни с северо-западно-кавказскими, ни с северо-восточно-кавказскими» (включая хурритский). Учитывая это обстоятельство и факт совмещения южной части ареала поздней КУАК с определённо хурритоязычной (по историческим источникам) областью, следует согласиться с И.М. Дьяконовым [1968], полагавшим, вслед за Б.Л. Куфтиным, что КУАК (кроме, может быть, северо-западной части ареала своего распространения) принадлежала протохурритам.

Можно допустить также, что зарождение земледелия в энеолите произошло ещё на базе кавказской языковой общности до её разделения на западную и восточную ветви. Хурритоязычной была, по-видимому, и часть обитателей среднебронзовых поселений, по крайней мере в пределах Армении и соседних районов Азербайджана, продолжавших в изменившихся условиях земледельческую традицию КУАК. В это же время обитатели западного побережья Кавказа унаследованно развивали иную культурную традицию, приведшую в конечном счёте к современным народам западно-кавказской языковой семьи.

Приведённые соображения ставят вопрос о локализации носителей картвельского языка, исходного для грузинской языковой семьи. В.В. Иванов [1990] отмечает следы его древних контактов с некоторыми индоевропейскими и кавказскими языками. Для объяснения таких контактов весьма перспективным представляется подход П.М. Долуханова [1990], согласно которому КУАК могла быть полиэтнической, что типично для эпох, благоприятных для развития производящей экономики. Распад этой культурной общности в условиях аридизации климата привёл к этническому размежеванию.

По мнению И.М. Дьяконова [1995(а)], это «ставит конкретную задачу перед археологами: выделить из недифференцированной КУАК, а также среди культур средней бронзы памятники, увязываемые именно с грузинской семьей языков. Как пока представляется, соответствующие памятники надо искать прежде всего в Западной Грузии... Не исключено, что здесь был первоначальный силовой центр, откуда грузиноязычные племена широко распространились в конце эпохи бронзы и в железном веке».

Аборигенные хурритоязычные обитатели Армении и соседних регионов испытывали инъекции инородных этносов и культур преимущественно скотоводческой ориентации. Первой такой инъекцией были энеолитические скотоводы и охотники, создавшие II генерацию петроглифов на Сюнике и других нагорьях к югу от Севана. Судя по оставленным наскальным рисункам, они пользовались повозками, в том числе одноосными и на колесах со спицами. Если изображённые двuosные повозки на сплошных колёсах запряжены волами, то одноосные повозки на колёсах со спицами запряжены эквидами (ослами или лошадьми). Есть и отдельные от повозок изображения лошадей, в том числе и оседланных (см. рис. 90). Поскольку следы одомашенной лошади присутствуют в скотоводческих культурах IV тысячелетия до н.э. Северного Причерноморья, а приручение лошади могло произойти там ещё в V тысячелетии (см. раздел 1.3.6), можно сугубо предположительно посчитать создателей петроглифов связанными с этими скотоводческими культурами.

Для установления прародины или, по крайней мере, путей миграции создателей петроглифов Сюника важен видовой состав изображённых ими животных. Преобладают изображения козлов, среди которых идентифицированы *Capra aegagrus* (безоаровый козёл) и *Capra caucasica* (кубанский тур). Многочис-

ленны изображения различных собак и кавказского оленя (подвид благородного оленя *Carvus elaphus*). Идентифицированы также кабан, осёл, лошадь, муфлон (?), лось (?), лев, леопард (?), гепард, шакал, волк, гиена, медведь, змея.

В этом списке присутствуют дикие животные, ныне не обитающие на высокогорном Сюнике и, по-видимому, не обитавшие там и несколько тысячелетий назад (лев, леопард, гиена, лось, благородный олень). Но некоторые из них могли обитать по-соседству. Так, вблизи Севана, в залесенных долинах низкогорий, жил благородный олень, а лев ещё несколько столетий назад обитал в плавнях Аракса (как и гиена, населявшая более широкие площади). Сказанное относится и к петроглифам высокогорного Гегамы и Вардениса, где помимо льва и благородного оленя встречены изображения фламинго и пеликана, которые могли жить на Севане при более тёплом климате. Что же касается лося, то его авторы наскальных рисунков могли встретить только в более северных районах – не ближе Большого Кавказа или Предкавказья, что делает миграцию создателей петроглифов с севера вполне вероятной (особенно, если учесть ту особую роль, которая отводилась лосю в первобытных культурах более северных племён [Рыбаков, 2002]).

Сокращение количества земледельческих поселений и интенсивное развитие скотоводства на Южном Кавказе в эпоху средней бронзы лишь отчасти можно связать с миграцией хурритоязычного населения на юг, где в это время формируются первые хурритские государства, и объяснить рассмотренными выше изменениями климатических условий. Именно в это время на территории Армении и, прежде всего, в её горных районах широкое распространение приобретают культуры, характеризующиеся возведением курганов и мегалитических сооружений. Их принято связывать с миграцией полукочевых индоевропейских племен преимущественно скотоводческой ориентации. Поэтому здесь уместно сделать отступление и обратиться к проблеме происхождения индоевропейцев и тех полукочевых скотоводческих племен, которые могли к ним принадлежать.

Согласно лингвистическим исследованиям, древнейшие индоевропейцы имели производящую экономику, и их языковое единство, сформировавшееся в раннем голоцене, распалось примерно на границе V и IV тысячелетий до н.э. Все исследователи помещают прародину индоевропейцев в Циркумпонтийской области, но в разных её частях.

Т.В. Гамгрелидзе и В.В. Иванов [1984] считали прародиной индоевропейцев Переднюю Азию, мотивируя это следами языковых контактов в древнейших индоевропейских, кавказских и картвельском языках. В таком случае индоевропейские племена могли мигрировать в Армению с юга и запада. Именно так, вероятно, проникло сюда земледелие. Многочисленны следы и более поздних культурных инъекций. Так, в эпоху средней бронзы оттуда, по-видимому, пришли традиция расписной керамики и ряд новшеств в металлургии (оловянная бронза и использование высоконикелистой медной руды) и металлообработке, в частности, изготовлении оружия и ювелирных изделий. Некоторые такие изделия определённо считаются импортными, хотя лучшие образцы ювелирного мастерства, вероятно, были изготовлены на месте [Кушнарёва, 1993]. Близкого мнения придерживается С.А. Григорьев [1999], помещающий прародину индоевропейцев в район Армянского нагорья и Верхней Месопотамии и допускающий их весьма ранние миграции оттуда.

Однако концепция переднеазиатской прародины индоевропейцев встретила ряд возражений, одно из которых сводится к тому, что Т.П. Гамгрелидзе и В.В. Иванов признавали войну важнейшим занятием древних индоевро-

пейцев, а в раннеземледельческих обществах Передней Азии и Ближнего Востока захоронения с оружием появляются лишь в III тысячелетии до н.э. [Алекшин, 1990].

По мнению И.М. Дьяконова [1982], индоевропейская общность сформировалась скорее всего между Балканами и Карпатами (на Среднем Дунае) в результате взаимодействия древнейших земледельцев, проникших туда в конечном счёте из Передней Азии, с аборигенным населением в процессе его приобщения к производящему хозяйству. Этот процесс (и индоевропейский язык?) быстро охватили обширные пространства Европы, проявившись в культуре линейно-ленточной керамики и её северочерноморских аналогов конца VI–V тысячелетий (см. раздел 1.3). По существу, мнение И.М. Дьяконова, к которому мы присоединяемся, не отрицает участия переднеазиатских племён в сложении индоевропейской языковой общности. Отличие от доводов Т.П. Гамгрелидзе и В.В. Иванова заключается лишь в том, на какой стадии их взаимодействия с аборигенами Европы эта общность сложилась.

Вершинами земледельческих обществ Юго-Восточной Европы были близкие в своей основе энеолитические культуры – накольчатая, лендельская и кукутени-трипольская, зародившиеся в конце V – начале IV тысячелетий и успешно развивавшиеся до середины III тысячелетия до н.э. Среди них кукутени-трипольская культура оставила в мелкой пластике и декоре керамики наибольшее количество материалов для суждений о религиозно-космических воззрениях её создателей. Эти материалы доказывают их индоевропейское происхождение [Даниленко, 1974; Рыбаков, 2002]. Вместе с тем Б.А. Рыбаков показывает, что существенные элементы религиозно-космических воззрений трипольцев восходят к культуре линейно-ленточной керамики.

По соседству с трипольскими земледельцами во второй половине IV тысячелетия на степных пространствах складываются мегалитическо-курганная культуры полукочевых скотоводов – нижнемихайловская, среднестоговская, хвальнская и другие, к кругу которых, по мнению Л.С. Клейна [1990], могла принадлежать и новосвободненская культура Северного Кавказа, наслоившаяся на майкопскую культуру, которую связывают с западно-кавказской языковой общностью. На рубеже IV и III тысячелетий этот круг пополняют новоданиловская культура, сформировавшаяся в Приднепровье на базе среднестоговской, и репинская культура Дона и Поволжья. В первой половине III тысячелетия представители этих и родственных им культур создали на обширных пространствах степей вплоть до Северного Предкавказья культурную общность, характеризовавшуюся курганами, мегалитическими чертами погребений (гробницы в виде дольменов и каменных ящиков, кромлехи) и присутствием чёрнолощёной керамики [Клейн, 1990].

Как считают многие исследователи, создатели перечисленных культур принадлежали протоарийской ветви индоевропейской семьи, к которой относятся предки индоиранцев, греков и, вероятно, армян. К этой же группе племён могли принадлежать предки хеттов, раньше других от неё отколовшиеся. Б.А. Рыбаков [2002] показал культурное влияние, которое оказала на этих полукочевых скотоводов трипольская культура. Он выявил смысловые аналогии между росписью трипольских сосудов и гимнами Ригvedы в трёхчленной картине Мира (верхнее небо с запасами воды, воздушное пространство со светилами и земля=почва), образе богини – Прародительницы Мира (Адити Ригvedы), образах божества водной стихии, подобного Варуне (Урану) и, возможно, первого чело-века-титана (Пуруши-Митры), хотя последний сюжет обнаружен и на полихромной энеолитической (V–IV тыс. до н.э.) керамике Ирана.

Принципиальное значение для эволюции скотоводческой ветви индоевропейцев имела domestикация лошади (см. раздел 1.3.6). В среднестоговской культуре второй половины IV – начала III тысячелетий до н.э. выявлена коневодческая направленность. Тогда же в степях от Дуная до Волги распространился культ конеголовых скипетров как символов власти, свидетельствующий вместе с тем о появлении всадничества. На западе степного ареала, в Причерноморье, скипетров больше и они реалистичнее, чем на востоке, что может указывать на причерноморское происхождение культа [Клейн, 1990]. Центром его распространения считают новоданиловскую культуру.

Однако, как справедливо отмечает С. Межлумян [1992] на опыте археозоологии, столь развитые формы использования домашней лошади могли сложиться лишь в течение многих веков, и начало domestикации следует отодвигать, по крайней мере, на тысячу лет. Возможно, оно происходило в недрах предшествовавших среднестоговской сурско-днепровской и днепро-донецкой культур V – первой половины IV тысячелетий в процессе усиления их животноводческой ориентации. Предпосылкой для domestикации лошади было распространение в причерноморских степях её диких предков.

Маловероятной представляется domestикация лошади в Передней Азии, поскольку горные районы мало пригодны для обитания её диких предков. Их следы там не обнаружены. В Двуречье лошадь была известна в III и даже IV тысячелетиях до н.э. [Дьяконов, 1968], но, по мнению Г.М. Бонгард-Левина и Э.А. Грантовского [1983], возможно, ещё не была одомашнена и служила лишь предметом охоты. Показательно, что она не упоминается среди домашних животных в законах Хаммурапи XVIII в. Но в начале II тысячелетия ездочная лошадь уже используется в Месопотамии, будучи редким и дорогим животным. Согласно одному из документов архива Мари её цена в XIX–XVIII вв. составляла 2,5 кг серебра, что эквивалентно цене пяти–шести рабов или 10 га земли [Дьяконов, 1968; Мунчаев, 1973]. Основным транспортным средством оставался осёл. Вместе с тем к самому концу III тысячелетия относятся первые свидетельства появления в Месопотамии лёгкой одноосной боевой колесницы на конном ходу [Дьяконов, 1968]. Весьма вероятно, что она была заимствована у хеттов, предки которых, возможно, были её создателями [Заблоцка, 1989].

В связи с этим особое значение приобретают изображения лошади, всадников и двухколёсных повозок на колёсах со спицами на энеолитических петроглифах Сюника (конец V – начало IV тысячелетий до н.э.) и одновозрастных им или более поздних петроглифах Гегамского нагорья. Согласно данным С. Межлумян [1992], в немногочисленных памятниках неолита Армении кости эквидов составляют не более 3 % общего числа костей животных; все они являются пищевыми отходами и не могут считаться принадлежавшими домашней лошади. Однако в энеолите доля костей лошади возрастает до 7–9 % и среди них появляются хорошо сохранившиеся фрагменты. Учитывая приведённые выше доводы в пользу северных связей создателей сюникских петроглифов, можно допустить, что они принадлежали к протохеттским племенам, ранее других отколовшимся от индоевропейского единства. Первые признаки их появления в Анатолии датируются концом IV – началом III тысячелетий [Грозный, 1938].

В III тысячелетии до н.э., ещё до распада степной культурной и языковой общности, в Закавказье начинают проникать и другие восходящие к ней племена. Находки костей домашней лошади становятся обычными в Предкавказье и Закавказье [Бибикина, 1967; Мунчаев, 1973]. С этими миграциями, вероятно, неоднократными и охватывавшими весь бронзовый век, связано рас-

пространение на территории Армении курганов с кромлехами и мегалитических сооружений.

Один из древнейших документированных курганов был обнаружен вблизи Сюникского среднеголоценового лавового поля (см. раздел 4.2.1). Слой погребения содержит немногочисленные остатки угля и мелких фрагментов костей (что позволяет предположить обряд кремации), обломки примитивной лепной керамики и обсидиана. Согласно результатам радиоуглеродного датирования суглинка из этого слоя, он относится ко второй половине XXXVII – первой половине XXXIV вв., т.е. соответствует ранней стадии КУАК, хотя может быть и древнее времени погребения. Слой расположен непосредственно на необработанной естественной поверхности и покрыт кучей камней высотой до 1 м, обрамлённой кромlexом диаметром около 9 м.

Материалов для сопоставления культуры горных скотоводов, к которой принадлежали создатели кургана, и земледельческой КУАК мало. Немногочисленная керамика КУАК обнаружена в памятниках по берегам Севана, хотя её характерных образцов здесь гораздо меньше, чем местной более примитивной посуды. Домашняя лошадь использовалась населением КУАК. С. Межлумян [1992] со ссылкой на Г. Арушяна сообщает о находке нижней челюсти лошади в куроаракских слоях Мохра-Блура, причём один из зубов сточен из-за неправильного применения узды. В районе Арагаца на керамике обнаружены два изображения лошади. Вместе с тем, по сведениям Р. Бадаляна, она оставалась для создателей КУАК сравнительно редким животным: на одном из обследованных памятников среди 400 определённых костей животных лошади принадлежала только одна. Не вносят ясности в проблему появления домашней лошади данные с юго-западного побережья Севана. Здесь, в 1 км северо-западнее с. Норашен, все кости, обнаруженные нами в слое, содержащем сверху куроаракскую керамику [Саядян, 1983], принадлежат, по определению Э.В. Вайгенгейм, дикой или домашней лошади, причём радиоуглеродный возраст этих костей оказался неолитическим: 7860 ± 100 лет (ГИН-11665) [первая половина VII тысячелетия до н.э.].

Середина III тысячелетия до н.э. отмечена значительными переменами на юго-востоке Европы. Трипольская и сходные с ней раннеземледельческие культуры распадаются. Главенствующую роль приобретают культуры скотоводческой ориентации бронзового века с присущим им социальным расслоением, развитием всадничества и общей высокой мобильностью, отличающимися, по мнению В.М. Массона [1999], военно-аристократический путь политогенеза. В условиях высокой мобильности племён и взаимодействия локальных культур происходит распад протоарийской языковой общности. Как одно из её обособлений возникает ямная культура, которую считают принадлежавшей предкам индоариев. Западнее развивается культура шаровых амфор. В XXIV–XXIII вв. в Грецию проникают прагреческие (ахейские) племена. Дальнейший распад индоиранской общности приводит к обособлению в конце III тысячелетия катакомбной культуры (праиндоарийской) и в начале II тысячелетия синташтинской и от неё срубной культуры (праиранских).

Произошедшие перемены затронули и территорию Армении. Здесь с середины III тысячелетия до н.э., в СБВ и ПБВ – РЖВ, архитектура курганных погребений усложняется. Непременным атрибутом захоронений становятся погребальные камеры или, в ординарном варианте, каменные ящики (дольмены). Возле оз. Алагель непосредственно к югу от вулкана Порак (см. рис. 109) в обрыве голоценового лавового потока нами обнаружены незасыпанные дольмены, но это, по-видимому, исключение. Чаще над погребальными камерами и

дольменами насыпаны кучи камней, и они окружены кромлехами. Кромлех может окружать несколько небольших куч с индивидуальными захоронениями. Иногда курганы с кромлехами окружены также менгирами.

Какая-либо преобладающая ориентировка погребальных сооружений не устанавливается, как и величина их углубления в грунт, которая никак не меняет архитектуры сооружений. Поэтому можно полагать, что она определялась исключительно свойствами грунта. На каменистом грунте, например, лавовой поверхности погребальные ящики и камеры не углублены вовсе. Известны коллективные захоронения (несколько маленьких курганов внутри одного кромлеха, несколько дольменов внутри одного кургана, а в ПБВ–РЖВ также неоднократные захоронения в одну могилу).

Крупнейшие и особенно богатые находками курганы, свидетельствующие о значительном социально-имущественном расслоении и выделении племенной знати, относятся к ТК, ранняя беденская фаза которой датируется XXVI–XXII вв. до н.э., т.е. частично совпадает с заключительной фазой КУ-АК. Сделанные в этих курганах находки позволяют высказать достаточно конкретные предположения об этнической принадлежности правившей верхушки «цветущей» стадии ТК, которая, по мнению И.М. Дьяконова [1995(а)], «не вяжется с древними этносами, распространившимися на более южных территориях (и с их лингвистическими сородичами)». Так, карашамбский кубок по сюжету имеет индоевропейскую мифологическую основу [Арешян, 1988; Оганесян, 1988]. К тому же источнику, вероятно, восходят некоторые сюжеты расписной керамики, золотая чаша кироваканского кургана с изображениями львов и фигурка льва из кургана Цнори, относящегося ещё к беденской стадии ТК.

Отмечалось, что выявленный в «царских» курганах «цветущей» стадии ТК обычай кремации покойников повторяет ритуал захоронения хеттских царей, обычай помещения покойника или его праха на колесницу также мог быть заимствован из Передней Азии, а сами погребальные колесницы сходны с таковыми в царских гробницах III династии Ура. Следует иметь в виду, однако, что ритуал захоронения отражает основы религиозных воззрений этноса и потому едва ли может быть легко заимствован у инородного этноса, а предполагать хеттское происхождение погребённых в больших курганах ТК нет никаких оснований. Поэтому более вероятным кажется связать индоевропейские элементы в курганах ТК (по меньшей мере, её «цветущей» стадии) с тем, что вожди и знать, погребённые в этих курганах, принадлежали некоей группе носителей индоиранской ветви индоевропейских языков (возможно, её древнейшей дардо-кафирской подветви), родственной создателям синташтинско-срубно-андроновской культурной общности, которая распространилась в начале II тыс. до н.э. от Северного Причерноморья до Казахстана [Дьяконов, 1995(б)].

Показательно, что индоевропейские элементы выявлены лишь в материалах больших курганов правящей верхушки, тогда как погребальные обряды рядовых, вероятно, хурритоязычных общинников, особенно многочисленных в Армении, были иными. Именно индоиранская правящая верхушка, происходившая из кочевой скотоводческой среды, способствовала скотоводческой переориентации хозяйства средней бронзы Южного Кавказа.

В связи с индоиранским происхождением верхушки позднетриалетского общества стоит проблема «митанийских ариев». Все цари Митанни XVI–XV вв. носили нехурритские тронные имена, а некоторые из них имеют индоарийскую (или, более обще, индоиранскую) этимологию [Вильгельм, 1992]. Г. Вильгельм

допускает, что на одной из фаз экспансии эти индоиранские элементы попали в хурритскую среду и, будучи ей ассимилированы, оставили в ней определённый культурный отпечаток. Он проявился позднее в известном договоре царя Митанни Куртивазза с хеттским царем Суппилулиумасом I (первая половина XIV в.), скреплённом в числе прочих именами четырёх индоарийских (дардо-кафирских?) богов, и в коневодческой терминологии хеттского учебника по тренировке коней, составленном около 1300 г. до н.э. [Дьяконов, 1995(б)].

Индоевропейскими по своему происхождению, вероятно, были и послетриолетские скотоводческие культуры средней и поздней бронзы Присеванья и горных районов к юго-востоку от Севана (см. раздел 6.1.2). Лчашен-мецаморская культура в своем относительно раннем присеванском варианте, по-видимому, также была скотоводческой, и лишь в результате контактов с местным хурритоязычным населением долин произошли приобщение её носителей к земледелию и прогресс ремёсел.

Отсутствие преемственности между поздней ТК и позднейшими культурами средней и поздней бронзы Армении свидетельствует об их этнической разнородности. Вместе с тем прямая линия развития, связывающая эти культуры с древнеармянским этносом и государством, и отсутствие позднейшей подобной этнической инъекции дают основание рассматривать их создателей как носителей протоармянского языка, восходящего, как и язык верхушки ТК, в конечном счёте, к индоиранско-греко-армянской языковой общности, распавшейся в середине III тысячелетия до н.э. Именно носителей первично скотоводческих культур конца средней бронзы и ПБВ можно гипотетически идентифицировать с «народом Хайка», который, согласно Мовсесу Хоренаци [1990], появившись в Армении, обнаружил, что «до прихода коренного предка нашего Хайка во многих местах нашей страны разбросанно жило небольшое число людей». Названия «армяне» и «Армения» Мовсес Хоренаци связывает с именем Арама – одного из ранних правителей страны.

Ассимилировавшись в аборигенной хурритоязычной среде, пришельцы, слившись с более ранними индоевропейскими скотоводами, передали ей свой язык и в ПБВ создали единую лчашен-мецаморскую культуру. Последнее обстоятельство способствовало тому, что походы урартийцев и завоевание ими большей части территории Армении вызывало ожесточённое сопротивление, проявившееся в разрушении большинства протоармянских поселений. Однако развитие культуры протоармянского населения на этом не прервалось. Его вовлечение в орбиту Урарту, стоявшего на более высокой стадии культурного развития, обогатило местное население более совершенными культурно-технологическими навыками и пополнило их язык, в котором И.М. Дьяконов [1967] отмечает много хуррито-урартских заимствований, частично восходящих ещё к доурартским временам.

Строительство урартских крепостей указывает на то, что на первых порах их гарнизоны были отчуждены от местного населения. Но в дальнейшем, особенно после крушения царства Урарту, завоеватели, вероятно, слились с аборигенами. В эпоху Урарту территория Армении испытала и другие индоевропейские этнические инъекции. В конце VIII в. она подверглась нашествию киммерийцев и позднее скифов, проникших в Закавказье из Северного Причерноморья и Предкавказья. Урарту иногда использовало их как союзников. Примерно к тому же времени относятся демонстрируемые в Историческом музее Еревана топоры кельтского типа, принципиально отличные от урартских, но найденные на территории Армении почти в разновозрастных слоях, хотя и в разных местонахождениях.

Таким образом, армянский этнос сложился в результате синтеза различных этнических групп, различавшихся уровнем культурного развития и хозяйственной направленностью. Прежде всего, это изначальные создатели культур конца СБВ и ПБВ, бывшие, как нам представляется, исходными носителями протоармянского языка, аборигенное хурритоязычное население и родственные им по языку урартские завоеватели.

На сложение этноса на разных стадиях развития могли оказать влияние этнические инъекции, как с юга и юго-запада, сопровождая культурное воздействие существовавших там более развитых обществ, так и с севера, откуда неоднократно приходили этнические группы скотоводческой ориентации, принадлежавшие к разным ветвям индоевропейской языковой семьи: предки хеттов (?) и индоиранцев, а позднее киммерийцы, скифы и, возможно, кельты. Такое смешение породило своеобразный антропологический тип, в котором сочетаются черты средиземноморской и северной ветвей европеоидов, причём элементы совмещения проступают уже на поздней стадии КУАК [Алексеев, Мкртчян, 1990].

Рассматривая развитие Армении с позиций культурогенеза, мы обнаруживаем в нём эпохи подъёма и спада. Интенсивное культурное строительство сопровождало становление раннего земледелия, приведшее к сложению КУАК. К середине III тыс. до н.э. в ней наметился такой характерный признак раннего комплексного общества [Renfrew, 1974; Массон, 1998, 1999], как иерархия поселений, хотя признаки существенного имущественного расслоения ещё отсутствуют. По-видимому, политогенез общества складывался по организационно-хозяйственному варианту. Но вскоре, уже с начала второй половины III тысячелетия возникла необходимость и в оборонной функции, обусловленной появлением воинственных соседей-скотоводов и проявившейся прежде всего в учёте защитных свойств ландшафта при закладке новых поселений.

К концу III тысячелетия обнаруживаются признаки деградации общества, сопровождавшиеся возрастанием относительной роли скотоводства. Возможно, отчасти оно связано с оттоком аборигенного хурритоязычного населения к югу, где начали формироваться первые хурритские государства. Армения оказалась на периферии этого культурного ареала. Вместе с тем в Центральном Закавказье складывается новое комплексное общество военно-аристократического типа, достигшее высшего выражения в «цветущей» фазе ТК. Носителями его организующего начала (chiefdom), вероятно, были индоиранские пришельцы. Они господствовали над аборигенным населением, в значительной мере сохранявшим прежний жизненный уклад.

Очередной культурный «откат» имел место в первой половине II тыс. до н.э. Он ознаменовался крушением ТК и появлением лчашен-мецаморской культуры, находившейся на первых порах на более низкой стадии развития. Однако общение её носителей с аборигенным населением и культурные воздействия с юга привели к подъёму культуры, быстро достигшей высокой стадии комплексного общества. Урартское завоевание привело его на ещё более высокую ступень развития. Поражения Урарту, возможно, вызвали некоторый культурный «откат», который вскоре сменился новой фазой государственного строительства, уже на протоармянской основе, приведшего к конечному счёту к возникновению Древнеармянского государства.

6.2. ОСОБЕННОСТИ АКТИВНОГО РАЗЛОМООБРАЗОВАНИЯ НА АРМЯНСКОМ НАГОРЬЕ

Крупные активные разломы Армянского нагорья охарактеризованы в разделах 2.1 и 2.3. Они образуют сложно построенную дугу, выпуклую на север и примыкающую на юге к системе крупнейших правых сдвигов запад-северо-западного простираения, представленной ветвями Северо-Анатолийской и Северо-Тебризской зон (см. рис. 15, 85 и 86). Во внутреннем строении и взаимном расположении этих и связанных с ними более мелких активных нарушений наблюдается ряд отмеченных в гл. 2 закономерностей взаимодействия плит и блоков литосферы. Будучи дополнены действием локальных факторов тектогенеза (гравитационного, изостатического, вулканического, петролого-геохимических и других), они определили своеобразие активной тектоники региона. Помимо существенных элементов ландшафта с ней связаны сильные землетрясения, молодой вулканизм и повышенная оползневая опасность. Вместе с тем активная тектоника и прежде всего живые разломы в значительной мере обусловили расположение поселений и трассы древнейших коммуникаций. Это проявилось как во времена КУАК, СБВ–РЖВ, так и позднее, в эпоху становления и существования Армянского государства. Ниже рассматриваются особенности рисунка активных разломов Армении и некоторые аспекты их воздействия на жизнедеятельность населения.

6.2.1. Присдвиговые впадины

В зонах крупных активных сдвигов Северо-Армянской дуги выделяются два типа позднечетвертичных впадин. Первый тип – впадины pull apart, возникшие на участках кулисного подставления сегментов сдвига, расположенных эшелонированно друг относительно друга таким образом, что сдвиговые перемещения создают локальные условия горизонтального растяжения. Яркий пример впадины этого типа – Сюникская структура в зоне Ханарасарского правого сдвига [Karakhanian et al., 1997; Караханян и др., 1999], подробно описанная в разделе 4.2. Она имеет ромбовидную в плане форму, созданную взбросо-сдвиговыми сегментами зоны, простирающимися с северо-запада на юго-восток и переходящими соответственно в меридионально простирающиеся западное и восточное сбросо-сдвиговые ограничения структуры.

На её примере мы убедились, что суммарная средняя скорость сдвиговых перемещений на бортах структуры такая же, как и в других частях Ханарасарской зоны разломов, но она, во-первых, распределяется неравномерно, а, во-вторых, дополняется проседанием. Неравномерность распределения выражается в том, что на восточном борту структуры, разрывное ограничение которого продолжается более северо-западный сегмент разлома, скорость сдвига уменьшается к югу, а на западном борту, продолжающем более юго-восточный сегмент, она возрастает к южному направлению. Вертикальные подвижки (опускание), превышающие таковые на других участках сдвиговой зоны, связаны с условиями растяжения и реализуются смещениями по сбросам и сбросо-сдвигам. Дополнительным источником опускания, возможно, явилось проседание над опустошавшимся магматическим очагом. Его позднеплейстоценовая и голоценовая активность проявилась андезито-базальтовыми излияниями, центры которых располагались внутри и на краях впадины вдоль раздвигов, сбросов и сбросо-сдвигов.

Другая подобная структура, Поракская, выявлена на более северо-западном участке Ханарасарской зоны между Сюникским нагорьем и оз.Севан (см. рис.

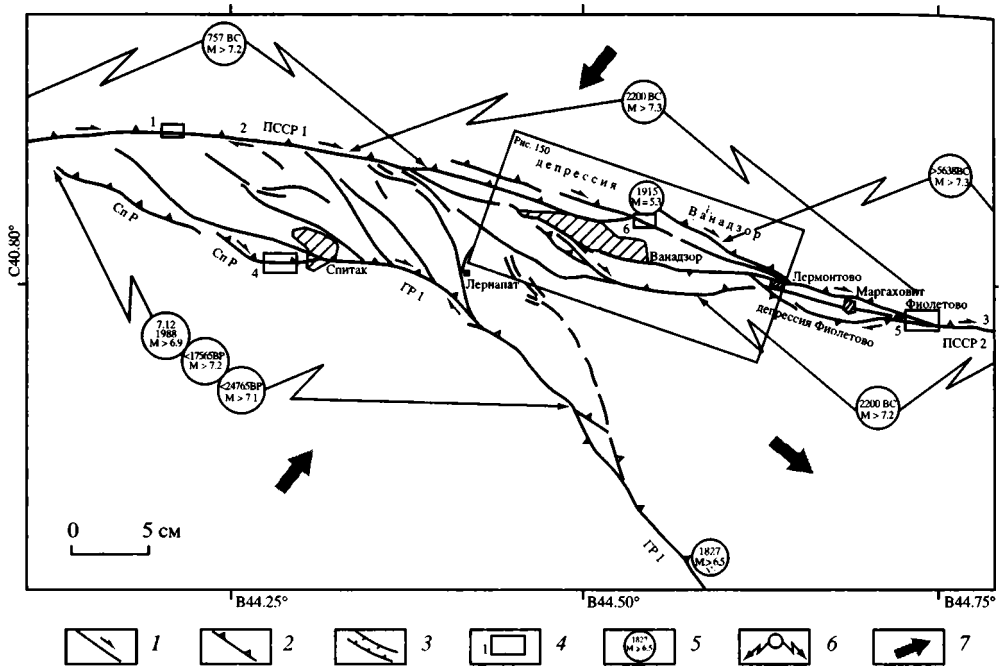


Рис. 134. Активные разломы района Ванадзорской и Фиолетовской структур типа push-inside в зоне Памбак-Севанского правого сдвига Армении [Karakhian, Trifonov et al., 2002]

1 – сдвиги; 2 – взбросы и надвиги; 3 – сбросы; 4 – участки оценки скорости смещения по разломам и палеосейсмологических работ; 5 – даты и магнитуды сильных землетрясений; 6 – поверхностные разрывы сильных землетрясений; 7 – направление регионального сжатия

Fig. 134. Active faults in the region of the Vanadzor and Fioletovo push-inside structures in the Pambak-Sevan dextral fault zone, Armenia [Karakhian, Trifonov et al., 2002]

1 – strike-slip faults; 2 – thrusts and reverse faults; 3 – normal faults; 4 – sites, where paleoseismological observations and estimations of rates of motion on the faults were carried out; 5 – dates and magnitudes of strong earthquakes; 6 – seismic ruptures of strong earthquakes; 7 – regional stress direction

116 и раздел 6.3.2). Она отличается от Сюникской структуры тем, что кулисно расположенные сдвиговые сегменты здесь отстоят друг от друга лишь на 1,5–2 км, отчего Поракская структура имеет форму узкого параллелограмма, вытянутого вдоль Ханарасарской зоны на 15 км. Её погружение относительно структурного обрамления проявлено слабее, чем в Сюникской структуре. Вулканический центр Порак находится на северо-западном краю структуры и представляет собой стратовулкан с многочисленными одноактными лавовыми вулканами по его периферии. Ряд этих мелких вулканов группируется в субмеридиональную цепочку, параллельную восточному сбросовому ограничению параллелограмма, и, вероятно, приурочен к системе нарушений раздвигового типа. Поракский вулканический центр возник ещё в позднем плейстоцене, о чём свидетельствует относительный возраст основания стратовулкана, но лавовые вулканы по его периферии извергались в течение голоцена вплоть до исторического времени.

Структуры типа pull apart выявлены в зоне Балыкгельского разлома на границе Турции и Ирана. Они известны и в активных сдвиговых зонах Восточного Средиземноморья, где к их числу относятся впадины залива Акаба, Мёртвого

моря, Генисаретского озера и Эль-Габ в Левантской зоне. К разломам впадин Эль-Габ и, возможно, Мёртвого моря приурочены центры позднеплейстоценового базальтового вулканизма. Подобные впадины есть и на западе Северо-Анатолийской зоны. Между западным окончанием её северной ветви и восточным окончанием Северо-Эгейской зоны находится pull-apart Мраморного моря.

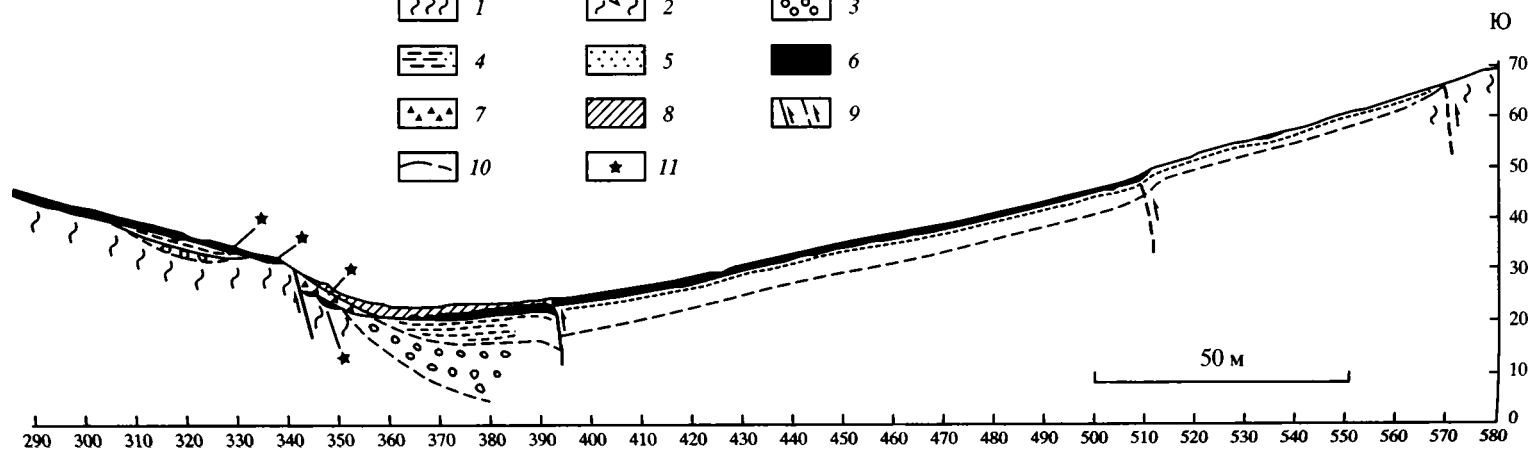
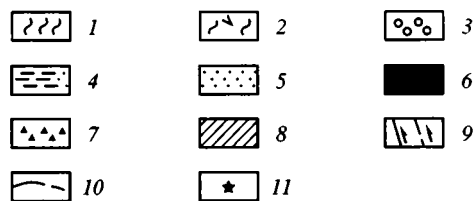
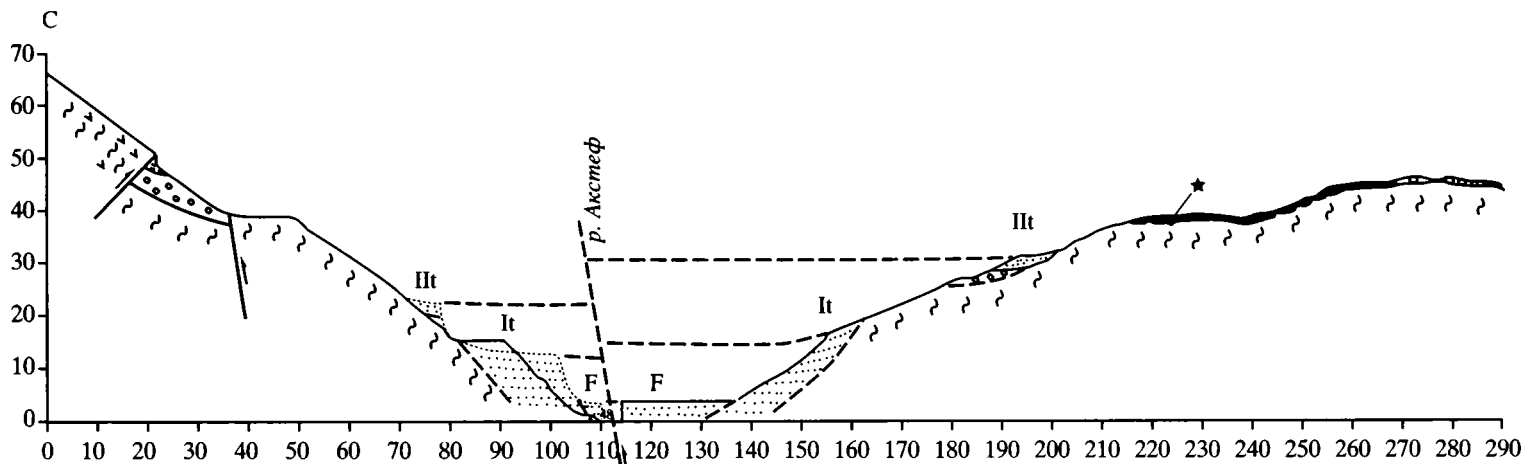
Иные черты строения и механизм образования имеют впадины в зоне Памбак-Севанского разлома в вершине Северо-Армянской дуги. Частично эти впадины были выделены и описаны Е.Е. Милановским [1968] под названием Верхне-Памбакских. Наши исследования показали, что такие же впадины располагаются вдоль разлома и юго-восточнее, почти до оз. Севан. Одна из них, наиболее протяженная, охватывает окрестности г. Ванадзор (Кировакан), но значительные техногенные преобразования затрудняют изучение деталей её морфологии. Другая впадина выделена нами возле с. Фиолетово (рис. 134).

Небольшие размеры и хорошая сохранность морфологии Фиолетовской впадины делают её удобным объектом для изучения. Она простирается вдоль Памбак-Севанского разлома на расстояние более 2 км и в описываемом ниже сечении (рис. 135) имеет ширину 650 м. Вдоль впадины проходит долина р. Акстеф.

Северный борт впадины образован разломами, простирающимися в направлении 245° ЮВ. По северному разлому на высоте 51 м над урезом реки зеленовато-серые вулканогенные породы эоцена надвинуты на юг под углом 45° на бурый неслоистый суглинок с редким щебнем, вероятно, ледникового происхождения. Суглинок перекрыт существенно суглинистым, обогащённым органикой делювием голоцена, наклонённым по склону под углом около 20°. Отчетливого смещения делювия по надвигу не наблюдается, но мощность делювия возрастает от 0,3 м на северном крыле до 1–1,5 м на южном крыле, что свидетельствует о существовании крутого разломного уступа и возможном продолжении подвижек в течение голоцена. Мощность ледникового суглинка – 3–3,5 м. Он залегает на морене позднеплейстоценового горно-долинного оледенения, представленной неслоистым, несортированным и плохо окатанным материалом валунно-галечной размерности. Видимая мощность морены – несколько метров.

Выходы морены с юга ограничены разломом, за которым обнажаются слоистые окремненные эоценовые отложения, круто падающие на север. Разлом, вскрытый в обрывистом обнажении, в нижней части падает на юг под углом 80°, т.е. имеет взбросовую компоненту, а близ поверхности изгибается и падает на север под углами 65–70°. Судя по ориентировке и морфологии борозд скольжения на его поверхности, разлом является правым взбросо-сдвигом с преобладанием сдвиговой компоненты. Восточнее линза ледниковых отложений выклинивается, и ограничивающие её нарушения сливаются в единый субширотный разлом, по которому вулканогенные эоценовые отложения надвинуты на юг на окремненные породы эоцена под углами 45–50°.

Описанные разломы нарушают северный склон долины р. Акстеф, к югу от которой вдоль впадины протягивается узкая эшелонированно построенная цепь холмов (рис. 136). На обоих берегах реки сохранились фрагменты поймы и двух надпойменных террас. Верхняя II терраса цокольная. Цоколь сложен ожелезненными кремнистыми породами эоцена, а чехол образован слоистым горным аллювием с большим содержанием плохо окатанного и мало сортированного галечника. В основании чехла на северном берегу реки встречены валуны диаметром до 80 см; возможно, это переотложенная морена. На южном берегу под чехлом II террасы сохранилась маломощная линза такой морены. Мощность аллювиального чехла на северном берегу – до 2,5 м. I терраса аккумулятивная.



Как и пойма, она целиком сложена горным аллювием, близким по размерности и степени окатанности материала к аллювию II террасы.

Высота II террасы на северном берегу реки 22 м, а на южном берегу (северном склоне холма) 31 м. Аналогичным образом различаются высоты I террасы (12,3 и 18 м, хотя последняя величина может быть несколько завышена, поскольку на склоне холма терраса наклонена и сохранилась лишь её тыловая часть шириной до 8 м) и поймы (3,6 и ≥ 4 м). Эти различия высот террас, возрастающие по мере их удревнения, заставляют предполагать существование длительно живущего активного разлома, проходящего непосредственно вдоль русла реки (см. рис. 135).

На вершине холма (около 50 м над руслом реки) сохранились фрагменты маломощного чехла грубообломочной морены. Между ними выступает скальное основание (эоценовые породы, ожелезненные и обогащённые в зоне разлома медью и золотом. Возможно, моренный покров не был сплошным изначально. Рудное обогащение явилось источником длительных медных разработок, существенно изменивших первичное залегание позднечетвертичных покровных отложений. Мощность культурного слоя местами превышает 1 м. Находками керамики и радиоуглеродным датированием зафиксированы следы разработки и поселений поздней эпохи КУАК (даты 3940 ± 90 лет [2500–2300 гг. до н.э.] по углю и 3900 ± 120 лет [2500–2200 гг. до н.э.] по щелочной вытяжке органики – определения ГИН-9917), эпохи лчашен-мецаморской культуры (дата 3190 ± 120 лет [1600–1350 гг. до н.э.] – определение ГИН-9918), античного времени (к нему, вероятно, относятся остатки цитадели или сторожевой башни в юго-восточной части холма, а также радиоуглеродная дата и находки керамики, сделанные при изучении приведённого ниже разреза канавы) и средневековья (дата 1050 ± 100 лет [890–1150 гг.] – определение ГИН-9916). Сейчас разведочные работы на месторождении возобновлены в очередной раз.

В нижней части южного склона холма видны следы молодого разломного уступа с опущенным южным крылом. Выше него на склоне под голоценовым почвенно-культурным слоем мощностью до 0,7 м вскрыта линза бурого неслоистого суглинка, аналогичного тому, что смещён надвигом на северном склоне долины р. Акстеф. Видимая в разведочных канавах мощность суглинка – до 0,7 м. Он местами залегает на грубообломочной морене, а местами на брекчированных коренных отложениях. Суглинок поднимается по склону до высоты 40 м над урезом реки, и выше культурный слой залегает непосредственно на морене или коренных. Вниз по склону, с приближением к разломному уступу лед-

←
Рис. 135. Разрез Фиолетовской структуры типа push-inside в зоне Памбак-Севанского правого сдвига Армении (составил В.Г. Трифонов)

1 – эоценовые осадочные породы; 2 – эоценовые вулканогенно-осадочные породы; 3 – позднеплейстоценовая морена; 4 – позднеледниковые (озерные?) суглинки; 5 – речной аллювий; 6 – ранне-среднеголоценовые отложения, местами с культурными остатками (слева) и голоценовые отложения нерасчлененные (справа); 7 – коллювиальные клинья; 8 – позднеголоценовые отложения, местами с культурными остатками; 9 – активные разломы; 10 – геологические границы; 11 – места отбора радиоуглеродных проб. Нижний разрез продолжает верхний на юг

Fig. 135. Cross-section of the Fioletovo push-inside structure in the Pambak-Sevan dextral fault zone, Armenia (compiled by V.G. Trifonov)

1 – Eocene sedimentary rocks; 2 – Eocene volcanic and sedimentary rocks; 3 – Late Quaternary moraine; 4 – Late Quaternary (lake ?) loam; 5 – river alluvium; 6 – Earlier and Middle Holocene deposits with artifacts in some sites; 7 – colluvium wedges; 8 – Late Holocene deposits with artifacts in some places; 9 – active faults; 10 – boundaries of units; 11 – sites of the radiocarbon sampling. The lower part of the cross-section continues the upper part to the south

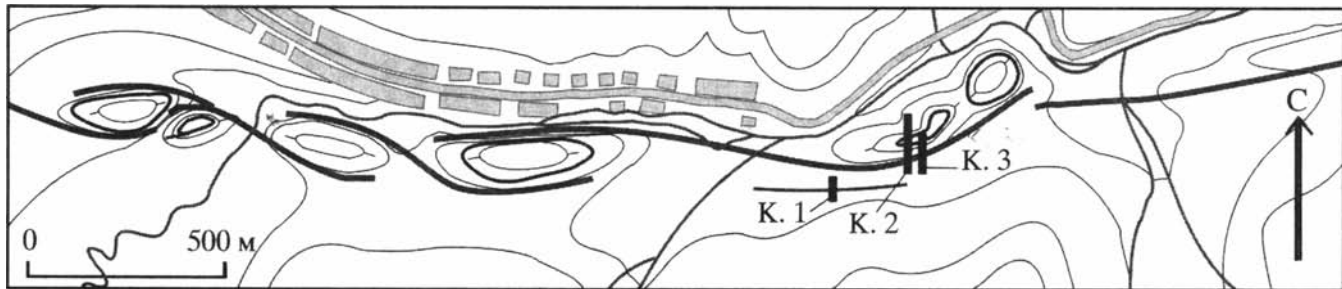


Рис. 136. Система центральных холмов в Фиолетовой структуре типа push-inside (на топографической карте и аэрофото- снимке; составил А.С. Караханян)

Fig. 136. System of longitudinal hills in the Fioletovo push-inside structure (interpreted in topographic map and areal photo by A.S. Karakhanian)

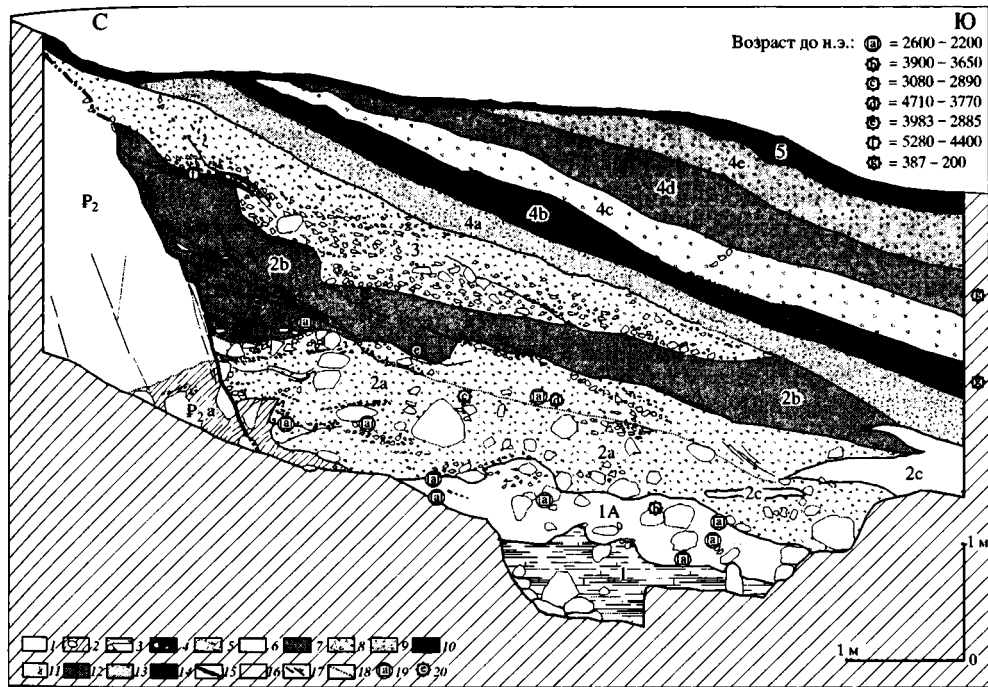


Рис. 137. Разрез канавы поперек южного склона продольного холма внутри Фиолетовской структуры типа push-inside [Avagyan, 2001; Philip et al., 2002]

1 – коренные эоценовые отложения; 2 – брекчированные эоценовые отложения; 3 – коллювий, смешанный с палеопочвой (1); 4–8, 15 – отложения эпохи КУАК: 4 – включения камней в тонком обломочном материале, 5 – переоотложенная палеопочва с камнями, щебнем и культурными остатками (1А), 6 – суглинок, 7 – тонкообломочная часть 2b нижнего коллювиального клина, 8 – грубообломочная часть того же (2а) и вышележащего (3) коллювиальных клиньев, 15 – почвенное включение в коллювиальный клин 3; 9–12 – отложения античной эпохи: 9 – тонкообломочный делювий 4а, 10 – среднеобломочный делювий 4б, 11 – грубообломочные отложения 4с (возможно, коллювиальный клин), 12 – среднеобломочный делювий 4д; 13 – средневековый (?) делювий 4е; 14 – современная почва; 16 – не вскрытая часть склона; 17 – разломы; 18 – границы слоев; 19 – место находки керамики; 20 – место отбора радиоуглеродной пробы

Fig. 137. The trench section across the southern slope of the longitudinal hill within the Fioletovo push-inside structure [Avagyan, 2001; Philip et al., 2002]

1 – Eocene bedrock; 2 – breccia of Eocene bedrock; 3 – colluvium, mixed with paleosoil (1); 4–8, 15 – deposits of the Kura-Araks epoch: 4 – stones within fine matrix, 5 – re-sedimented paleosoil with stones and ceramics (1A), 6 – loam, 7 – fine part (2b) of the lower colluvium wedge, 8 – coarse part of the same (2a) and upper (3) colluvium wedges, 15 – paleosoil fragment included into colluvium wedge; 9–12 – deposits of the Antique epoch: 9 – fine delluvium 4a, 10 – middle-size delluvium 4b, 11 – coarse deposits 4c (colluvium wedge ?), 12 – middle-size delluvium 4d; 13 – Middle Age (?) delluvium 4e; 14 – recent soil; 16 – unexcavated part of the slope; 17 – faults; 18 – boundaries of layers; 19 – site of finding ceramics; 20 – site of the radiocarbon sampling

никовые отложения также выклиниваются, а непосредственно над уступом выклинивается и культурный слой.

Разломный уступ был вскрыт канавой, прорытой А.С. Караханяном совместно с группой геологов из Университета Мон-Пеле (Франция) под руководством проф. Э. Филлипа [Avagyan, 2001; Philip et al., 2002] и позднее углублённой нами. Разлом оказался сбросом, наклонённым на юг под углами 65–70° (рис. 137). В его опущенном крыле вскрыт снизу вверх следующий разрез:

1. На брекчированной и неровной поверхности плотных эоценовых пород залегает линза суглинка, обогащённого органикой и содержащего крупные об-

ломки коренных пород. Характер контакта с коренными и расположение камней в основании линзы допускают существование искусственного сооружения, позднее разрушенного. Линза содержит, по определению П. Аветисяна и Р. Бадаляна, фрагменты керамики поздней, «беденской», фазы КУАК (XXVI–XXII вв. до н.э.). Радиоуглеродный возраст – 5030 ± 170 лет [3980–3650 гг. до н.э.] (ГИН-9919). Мощность линзы – до 1 м.

2. Коллювиальный клин с большим количеством щебня; нечёткие линзовидные слои падают вблизи разлома под углами до 35° , а южнее быстро выколаживаются до 10° . Из небольших (мощностью до 10 см) линзовидных включений суглинка, обогащённого органикой, Э. Филипом получены радиоуглеродные даты 3080–2890 гг. и 4710–3770 гг. до н.э.; обнаружены фрагменты керамики, аналогичной найденной в линзе 1, но испытавшей вторичный перенос [Avagyan, 2001]. Кверху размер обломков в клине уменьшается, и возрастает до 50% содержание тонкообломочного материала. Общая мощность клина – до 1,2 м.

3. Второй коллювиальный клин, мощность которого вблизи разломного уступа достигает 1 м. Как и нижний, верхний клин характеризуется выколаживанием нечётких слоев и сокращением мощности с удалением от разлома, а также тенденцией, хотя и не столь ярко проявленной, к уменьшению размерности обломочного материала вверх по разрезу. Из аналогичного небольшого включения обогащённого органикой суглинка в грубообломочной части клина Э. Филип получил радиоуглеродную дату 5280–4400 гг. до н.э.; там же обнаружены фрагменты керамики, аналогичной найденной в нижнем клине [Avagyan, 2001].

4. Отложения, в которых мелкощебнистые слои чередуются с более тонким материалом, местами обогащённым органикой. Общая мощность – 1,3 м. Наклонены на юг вдоль склона: под углами $20\text{--}25^\circ$ вблизи разлома и около 15° на удалении от него. Залегают несогласно на коллювиальных клиньях, падая под более крутыми углами, чем их слои. В нижней и средней части найдена античная керамика (III в. до н.э., по определению П. Аветисяна и Р. Бадаляна); отсюда же Э. Филип получил две тождественные радиоуглеродные даты, отвечающие 387–200 гг. до н.э. Возможно, в этой части разреза также присутствует коллювиальный клин.

Отмеченные в разрезе канавы коллювиальные клинья представляются следами сильных землетрясений, с которыми были связаны подвижки по разлому. Два таких события имели место в эпоху КУАК или позднее, но до античного времени и, возможно, ещё одно произошло в античное или послеантичное время. Скорее всего первое из этих событий произошло именно в эпоху КУАК, прервав на время жизнь поселения и горные разработки. Поскольку между двумя коллювиальными клиньями не сформировался почвенный слой, можно полагать, что второе сильное землетрясение произошло вскоре после первого. Пользуясь соотношениями между магнитудой M_s и подвижкой при землетрясении по сейсмогенному разрыву [Wells, Coppersmith, 1994], Э. Филип и его коллеги оценили магнитуду первого землетрясения величиной $\geq 7,3$, а второго – величиной $\geq 7,2$.

Обращают на себя внимание две особенности описанного разреза, которые на первый взгляд кажутся парадоксальными. Во-первых, радиоуглеродная дата линзы 1 древнее содержащейся в ней керамики. Это, по-видимому, объясняется тем, что в ходе эксплуатации находившейся здесь постройки почвенный слой, на котором она была возведена, лишился своей самой верхней части, и керамика, соответствующая возрасту постройки, оказалась вдавленной в более древнюю часть почвенного слоя. Во-вторых, коллювиальный клин 3

дал более древнюю радиоуглеродную дату, чем клин 2, а последний показал более древний радиоуглеродный возраст, чем возраст линзы 1 по содержащейся в ней керамике, которая была обнаружена и в обоих клиньях. Ситуация объясняется тем, что коллювиальные клинья явились (как и в других подобных случаях) продуктами катастрофического сноса по склону обломочного материала, дезинтегрированного при землетрясении. Этот материал включал и обломки керамики, и фрагменты длительно формировавшегося почвенного слоя, из которых и были получены радиоуглеродные даты. Поскольку во времени второго землетрясения склон в значительной мере уже лишился верхней части почвенного слоя, его фрагмент в коллювиальном клине 3 оказался древнее, чем в клине 2.

Южнее описанного разлома находится депрессия, вероятно, трогового происхождения. Наиболее пониженная часть её днища находится на высоте 22 м над урезом реки, т.е. на высоте II террасы её северного берега. Разрез депрессии вскрыт на западной оконечности удлиненного холма, где крупновалунная морена мощностью до 10 м прислонена к коренным эоценовым породам по крутой границе, падающей под углами 40–45° ЮЗ. С удалением от контакта морена несколько выполаживается и оказывается перекрытой упоминавшимся выше бурый неслоистым суглинком с редкими включениями щебня. Мощность суглинка – до 6 м. Его контакт с мореной наклонён на юго-запад под углами 20–25°. Возможно, суглинок представляет собой отложения ледникового озера, спроектировавшиеся на поверхность морены (а в других местах на коренные отложения) после таяния ледника.

Депрессия асимметрична. Её наиболее погруженная часть примыкает к холму и переходит в пологий южный склон Фиолетовской впадины. В руслах мелких водотоков, прорезающих склон, под современной почвой мощностью около 0,2 м залегает слой до 0,3 м, редко до 0,5 м суглинка, обогащённого органикой, с редким и обычно мелким щебнем. В отдельных небольших линзах содержание щебня возрастает. В суглинке найден неолитический кремневый нож. Ниже залегает бурый ледниковый суглинок.

В нижней части склона (50 м южнее описанного выше разлома на юге холма) в канаве, вырытой А.С. Караханяном и сотрудниками проф. Э. Филипа, ими описан более сложный разрез. Здесь бурый позднеплейстоценовый суглинок по крутому взбросу, переходящему близ поверхности в надвиг, контактирует с нижнеголоценовыми отложениями северного крыла. Деструктурированная близ разлома палеопочва дала радиоуглеродный возраст 7600 ± 860 лет [7540 + 5640 гг. до н.э.]; в основании палеопочвы найдены фрагменты примитивной керамики, датированной П. Аветисяном и Р. Бадаляном IV–III тысячелетиями до н.э. [Philip et al., 2002]. Верхняя часть голоцена (суглинок, обогащённый органикой, и современная почва общей мощностью до 0,6 м) перекрывают разлом без смещения. Таким образом, в нижней части депрессии обособляется узкий ограниченный разломами блок, в котором, в отличие от склонов, присутствуют ниже-среднеголоценовые отложения.

Выше на южном склоне депрессии установлены ещё два нарушения с поднятыми южными крыльями. Нижнее из них выражено пологим уступом поверхности, которому соответствует флексурный изгиб поверхности бурого суглинка под углом 20°. Выше по склону местами выклинивается слой, обогащённый органикой, а затем резко выклинивается и слой бурого суглинка. Здесь проходит второе нарушение – вероятно, крутой взброс, за которым обнажаются коренные известняки, перекрытые щебнем (0,4 м) и современной почвой (0,15 м). Выше по склону линза щебня утоняется.

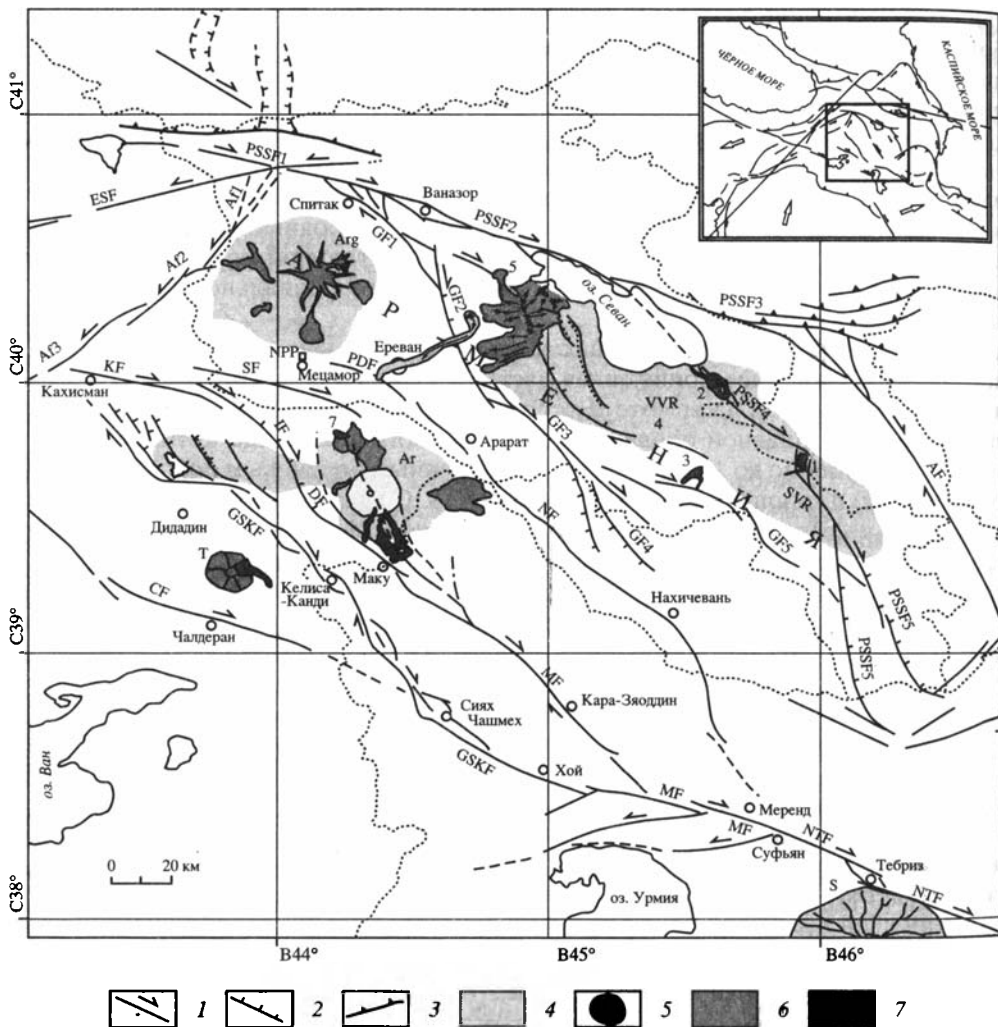


Рис. 138. Гегам-Варденинская и Араратская миндалевидные структуры и приуроченные к ним вулканические центры [Karakhian, Djrbashian et al., 2002]

1–3 – активизированные новейшие разломы: 1 – сдвиг, 2 – сброс, 3 – надвиг или взброс; 4–7 – вулканические образования: 4 – средне-позднеплейстоценовые, 5 – вулкан Тендурек (Т), 6 – позднеплейстоценовые, 7 – голоценовые

Буквенные и цифровые обозначения. Голоценовые вулканы и лавовые потоки: 1 – группа Цхук-Каркар, 2 – Порак, 3 – Смбаатар, 4 – Вайоцсар; крупные вулканы: Ar – Арарат, Arg – Арагац, S – Сипан; вулканические нагорья: SVR – Сюникское, VVR – Вардениское; разломы: AF1,2,3 – Ахурянский, AF – Акеринский, CF – Чалдеранский, ESF – Восточно-Анатолийский, GF1,2,3,4 – Гарнийский, GF5 – Арпа-Зангезурский, GSKF – Балькгельский, IF – Игдирский, KF – Кагысманский, MF – Маку, NF – Нахичеванский, NTF – Северо-Тебризский, PSSF1,2,3 – Памбак-Севанский, PSSF4 – Ханарасарский, PSSF5 – южные продолжения Ханарасарского разлома, Гиратахское на востоке и Дебаклинское, активное лишь фрагментарно, на западе, SF – Сардарапатский

Fig. 138. The Gegham-Vardenis and Ararat almond-shaped structures and related volcanic formations [Karakhian, Djrbashian et al., 2002]

1–3 – active faults: 1 – strike-slip, 2 – normal, 3 – thrust or reverse; 4–7 – volcanic formations: 4 – Middle or Late Pleistocene, 5 – Tendurek volcano (T), 6 – Late Pleistocene, 7 – Holocene.

Letters and numerals in the map. Holocene volcanoes and lava flows: 1 – the Tskhuk-Karkar group, 2 – Porak, 3 – Smbatar, 4 – Vaitosar; major volcanoes: Ar – Ararat, Arg – Aragats, S – Sipan; volcanic uplands:

Фиолетовская впадина, как и более западные депрессии в зоне Памбак-Севанского взбросо-сдвига, расположена на участке кулисного подставления его сегментов. Но, в отличие от структур типа pull-apart, здесь это подставление таково, что создаёт условия не растяжения, а дополнительного сжатия. Оно выражается появлением взбросовой компоненты движений по разломам (наряду с сохранением сдвиговой компоненты, зафиксированной на северо-восточном крыле впадины) и развитием цепи эшелонированно расположенных антиклиналей внутри впадины.

В описанном сечении Фиолетовской впадины такой антиклинальный холм, унаследовавший приразломную рудоносную зону, существовал, судя по распределению мощностей морены, уже в позднем плейстоцене. О дальнейшем воздымании свидетельствуют: отсутствие на холме бурого суглинка конца ледниковой эпохи; постседиментационный наклон морены и суглинка, наиболее явно выраженный в западной части холма; различия высот террас на северном и южном берегах р. Акстеф; сейсмогенные подвижки по разлому на южном склоне холма. С сильными землетрясениями, возможно, связаны перерывы в горных разработках на холме, отчего там фиксируются резкие смены культур куроаракса, лчашен-мецаморской эпохи, античности и средневековья.

Участки подобного кулисного подставления сдвиговых сегментов, приводящего к локальному дополнительному сжатию, выявлены и в зоне Гарнийского разлома (рис. 138). Как отмечено выше, это правый взбросо-сдвиг с многократным (в 2–10 раз) преобладанием сдвиговой компоненты движений. Средняя скорость сдвига – 2–3 мм/год [Trifonov, Karakhanian, Kozhurin, 1994]. Как правило, поднято северо-восточное крыло, и разлом наклонён на северо-восток под углами 60–88°, что и доказывает взбросовый характер вертикального смещения.

Один из участков рассматриваемого типа – Элпинская впадина (рис. 139,а), охватывающая район сёл Элпин и Арени и вытянутая в северо-западном направлении на 20 км. Она сложена верхнеэоценовыми вулканогенно-осадочными породами, из-под которых местами выступают известняки пермо-триаса. В юго-восточной части впадины возле с. Арени скважина на глубине 500 м вскрыла офиолиты [Асланян, Сатян, 1990]. Значительная часть дна впадины покрыта четвертичным аллювием. По обоим сегментам Гарнийской зоны, ограничивающим впадину, выявлены как вертикальные, так и многократно превосходящие их правосдвиговые смещения. Так, по разлому юго-западного борта впадины северо-западнее с. Элпин средняя скорость сдвига близка к 2 мм/год, а скорость вертикального перемещения 0,2 мм/год, т.е. в 10 раз меньше. По ориентировке борозд на поверхности разлома отношение вертикальной и сдвиговой компонент смещения варьирует за более длительный интервал времени от 1/2 до 1/10.

Разлому северо-восточного борта Элпинской впадины присущ, наряду со сдвиговым, взбросовый характер вертикального смещения. Разломы западного борта наклонены под углами 75–90° ВСВ, что при относительном опускании восточного крыла определяет их как сбросо-сдвиги. Террасы и участки дна впадины непосредственно под сбросо-сдвиговыми уступами испытали вращение вокруг горизонтальной оси и приобрели наклон в сторону уступов. Разломы за-

SVR – Syunik, VVR – Vardenis; faults: AF1,2,3 – Akhurian, AF – Akera, CF – Chalderan, ESF – East Anatolian, GF1,2,3,4 – Gami, GP5 – Arpa-Zanghezur, GSKF – Balykghel, IF – Igdır, KF – Kaghsyman, MF – Maku, NF – Nakhichevan, NTF – North Tebriz, PSSF1,2,3 – Pambak-Sevan, PSSF4 – Khanarassar, PSSF5 – southern continuations of the Khanarassar fault (Ghiratah fault in the east and Debakly fault in the west; only some segments of the later are active), SF – Sardarapat

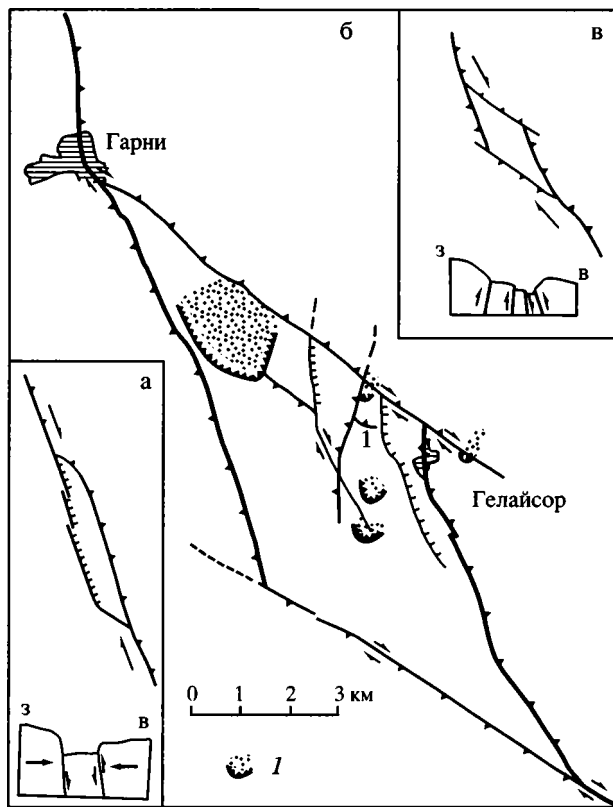


Рис. 139. Эльпинская (а) и Гелайсорская (б, в) впадины типа push-inside в зоне Гарнийского правого взбросо-сдвига Армении

1 – оползень и поверхность его отрыва. Цифра 1 на рис. 139,б – положение канавы рис. 140

Fig. 139. The Elpin (a) and Ghelaisor (б, в) push-inside basins in the Garni dextral-reverse fault zone, Armenia (compiled by A.S. Karakhanian and V.G. Trifonov)

1 – landslide and scarp of its abruption. Numeral 1 in fig. 139,б shows location of the fig. 140 trench

падного борта расположены эшелонированно друг относительно друга, но характер их взаимного кулисного подставления противоположен Эльпинской впадине в целом: каждый более южный сегмент начинается западнее северного. Соответственно, между кулисами возникают условия растяжения, формируются маленькие замкнутые котловины и иногда сбросовые уступы, соединяющие сегменты.

Окончания соседних кулисно расположенных сегментов Гарнийской зоны отстоят один от другого не более, чем на 4 км. Соответственно, соединяющие их разломы непротяжённые. По крайней мере, по северному разлому, простирающемуся на запад-северо-запад, можно предполагать взбросо-сдвиговое направление перемещений.

Некоторые разломы Эльпинской впадины (особенно её юго-западного борта) обнаруживают признаки недавних сейсмогенных подвижек. Судя по лаконичным историческим данным, именно к Эльпинской впадине приурочен очаг катастрофического Вайодзорского землетрясения 906 г. с магнитудой M_s около 7.

Гелайсорская впадина (см. рис. 139, б,в) находится в 30 км северо-западнее Элпинской непосредственно к юго-востоку от г. Гарни (30 км юго-восточнее Еревана) и удлинена в северо-западном направлении на 32 км. Впадина и её горные обрамления сложены дислоцированными туфопесчаниками верхнего эоцена, подстилаемыми верхнемеловыми песчаниками и известняками. На северо-восточном краю впадины возле с. Байбурт Р.Т. Асланян и М.А. Сатян [1990] нашли небольшие выходы радиоляритов, вероятно, принадлежащие невоскрытому офиолитовому комплексу. Он обнажается юго-восточнее впадины, в районе с. Веди. Значительная часть впадины, особенно на северо-западе, покрыта молодыми оползнями. В котловинах центральной части впадины распространены позднечетвертичные и современные озёрно-болотные отложения. Впадина ограничена с запада и востока окончаниями двух соседних сегментов Гарнийской зоны. Окончания сегментов соединены между собой разломами северо-западного простирания, которые в сочетании с окончаниями сегментов образуют в плане параллелограм.

По Мармарик-Азатскому сегменту зоны, образующему западный борт впадины, средняя скорость сдвига не менее 2 мм/год – такая же, как и на других участках Гарнийской зоны (см. раздел 2.2.2). Что же касается вертикальной компоненты смещений, то южнее долины р. Азат, т.е. вдоль борта Гелайсорской впадины, поднятым оказывается юго-западное крыло разлома. При этом плоскость разлома и параллельные ему небольшие нарушения почти вертикальны. Высота уступа, образованного разломом и параллельными нарушениями, достигает 30–40 м. Таким образом, в отличие от других участков Гарнийской зоны здесь поднято юго-западное крыло, а средняя скорость вертикальных движений возрастает. Сегмент зоны, образующий восточный борт Гелайсорской впадины, продолжается на юго-восток в долину р. Веди. На её левобережье разлом представлен двумя ветвями, суммарная средняя скорость сдвига по которым достигает 3 мм/год. Вертикальная компонента смещений обычно невелика, но на восточном борту Гелайсорской впадины она возрастает: высота разломного уступа достигает 20 м.

Разломы юго-западного и северо-восточного бортов Гелайсорской впадины, связывающие между собой соседние сегменты Гарнийской зоны, также выражены на местности прямолинейными уступами. По обоим уступам впадина опущена. При этом северный уступ в значительной мере нарушен и замаскирован оползнями, транспортировавшими материал поднятого крыла разлома в расположенную северо-восточнее долину р. Гарничай. Оба разлома очень крутые и имеют правосдвиговую компоненту смещений. Если по разлому юго-западного борта впадины сдвиг только предполагается по нечётким искривлениям пересекаемых оврагов, то на северо-западном борту сдвиговые смещения вполне достоверны и превосходят вертикальные. Они отмечаются и на юго-восточном продолжении разлома, уже за пределами впадины, где русла пересекаемых оврагов смещены вправо на 20–30 м, а правый изгиб более крупной долины достигает 110–120 м. Вертикальная составляющая движений, если и присутствовала там, то полностью замаскирована оползанием северо-восточного крыла разлома.

Центральная часть Гелайсорской впадины нарушена многочисленными мелкими разломами, уступы которых определяют ступенчатый рельеф днища и формируют небольшие замкнутые котловины. По одному из таких разломов (1 на рис. 139, б) наряду с уступом высотой 2–3 м выявлено правосдвиговое смещение на 10–15 м. По другим нарушениям зафиксированы только вертикальные смещения, которые в одних случаях обнаруживают признаки взброса, а в

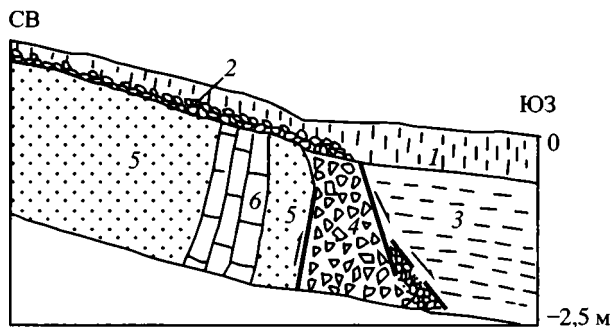


Рис. 140. Фрагмент разреза канавы поперек активных разрывов внутри Гелайсорской впадины типа push-inside (составили А.С. Караханян и В.Г. Трифонов)

1 – почвенный слой; 2 – щебень; 3 – голоценовые (?) отложения; 4 – коллювий коренных пород; 5, 6 – коренные породы: 5 – песчаники и глины, 6 – известняки

Fig. 140. Fragment of the trench section across active faults within the Chelaisor push-inside basin (compiled by A.S. Karakhanian and V.G. Trifonov)

1 – recent soil; 2 – crushed rock; 3 – Holocene (?) deposits; 4 – colluvium of bedrock; 5, 6 – bedrock: 5 – sandstones and clays, 6 – limestones

других – сброса. В канаве, вскрывшей один из разломов, обнаружены оба типа смещений: по двум плоскостям, различающимся наклоном; опущены южные крылья (рис. 140), причем сбросовая подвижка более молодая.

В пределах Гелайсорской впадины и её обрамлений обнаружены многочисленные следы катастрофического Гарнийского землетрясения 1679 г. Они представлены свежими оползнями, молодыми смещениями по разломам впадины, разрушением и повреждением церквей и других средневековых сооружений. Время разрушений и повреждений устанавливалось по церковным хроникам, проверялось на месте и в ряде случаев удостоверялось радиоуглеродным датированием. Пользуясь шкалой балльности, основанной на сравнении выявленных разрушений с разрушениями аналогичных построек при Спитакском землетрясении 1988 г., А.С. Караханян [Trifonov, Karakhanian, Assaturian, Ivanova, 1994] уточнил карту изосейст и положение эпицентра Гарнийского землетрясения (см. рис. 46). Оказалось, что его магнитуда близка к 7, а очаг приурочен к Гелайсорской впадине.

Вместе с тем сейсмогенный облик многих разломов впадины, их разновозрастность и неоднократное возобновление подвижек, равно как и разновозрастность оползней, в одних случаях перекрывающих возникшие разломы, а в других нарушаемых смещениями по ним, свидетельствуют о неоднократном повторении сильных землетрясений в течение голоцена.

К более северо-западному участку кулисного подставления Мармарик-Азатского и Алаварского сегментов приурочена, как показал А.С. Караханян [Trifonov, Karakhanian, Assaturian, Ivanova, 1994], эпицентральная область Цахкадзорского землетрясения 8 октября 1827 г. с магнитудой >6,5 (см. рис. 47). Сходный рисунок имеет и северо-западное окончание Гарнийского разлома. Здесь, на сочленении с Памбак-Севанским разломом, Гарнийский разлом расщепляется на несколько ветвей, простирающихся более широтно, чем юго-восточное продолжение разлома. Эти ветви имеют значительную взбросовую составляющую смещений, причём обычно подняты северо-восточные крылья.

Крайняя юго-западная ветвь явилась тем тектоническим нарушением, по которому произошла главная подвижка при Спитакском землетрясении 7 дека-

бря 1988 г. с магнитудой 7 (рис. 141). Возник 37-километровый сейсмогенный разрыв с правым сдвиго-взбросовым смещением до 2 м в центральной части, причём на отрезках разрыва запад-северо-западного простирания существенно преобладает взбросовая составляющая, а на отрезках северо-западного простирания более заметной и местами преобладающей становится сдвиговая составляющая [Трифонов, Караханян, Кожурин, 1990]. Повсеместно поднято (взброшено) северо-восточное крыло разлома. При том же землетрясении и его афтершоках активизировались и соседние активные разломы. В области, ближайшей к эпицентру главного толчка, по Памбак-Севанскому разлому на земной поверхности возникла 200-метровая трещина с правым сдвигом стенок до 3 см и поднятием северного крыла до 6 см. В северо-восточной части Восточно-Анатолийской зоны произошёл левый сдвиг до 10 см.

Приуроченность эпицентров сильнейших землетрясений к участкам кулисного подставления сегментов сдвиговых зон представляется неслучайной. Подобную приуроченность обнаруживают и сильнейшие землетрясения XX века в Северо-Анатолийской зоне. Одной из характерных структур рассматриваемого типа здесь является Эрзинджанская впадина, вытянутая на 50 км [Trifonov et al., 1993] (рис. 142). Впадина выполнена плиоцен-четвертичными обломочными толщами, среди которых, по крайней мере вдоль северо-восточного борта впадины, присутствуют вулканические или субвулканические образования. Они образуют цепь холмов (Алтин-Тепе, Кара-Тепе, Боз-Тепе, Пелитли-Тепе и др.). Эти холмы служат своеобразным экраном, из-за которого водные потоки, спускающиеся с северо-восточного склона впадины, не достигают напрямую её осевой части и разгружают сносимый обломочный материал перед фронтом холмов в виде больших конусов выноса. Современное осадконакопление особенно интенсивно в юго-восточной половине впадины, занятой долиной р. Евфрат. Плиоцен-четвертичные толщи залегают на крупнейшем гипербазитовом массиве, обнажающемся на бортах впадины.

Средняя скорость правосдвиговых перемещений вдоль Северо-Анатолийской зоны за поздний плиоцен и квартал достигает здесь 18–20 мм/год [Barka, 1992; Trifonov, Karakhanian, Kozhurin, 1994]. Современная скорость накопления упругой деформации в зоне разлома определена техникой GPS в 26 мм/год [Drewes, Geiss, 1990; Reilinger, Barka, 1997; McClusky et al., 2000]. Близкие оценки дал анализ сейсмологических данных (см. раздел 2.2.2).

Сегменты Северо-Анатолийской зоны ограничивают Эрзинджанскую впадину с юго-запада и северо-востока. Они простираются под острым углом друг к другу, сливаясь на северо-западе и расходясь на 15 км в юго-восточной части впадины.

Позднечетвертичная активность разлома юго-западного борта впадины выражена фрагментарно. Отмечены небольшие правые смещения водотоков и систематическое взбросовое поднятие юго-западного крыла. Активность разлома северо-восточного борта проявлена повсеместно. Разлом состоит из двух, местами трёх ветвей (см. рис. 142), из которых наиболее активна самая северо-восточная ветвь. Вдоль её 10-километрового отрезка между с. Ялнизбаг-Ко и г. Эрзинджаном четыре долины средне- или позднплейстоценового заложения смещены вправо на 1000 м [Trifonov et al., 1993]. Северо-восточнее Эрзинджана, возле с. Джечит-Ко, большой овраг смещён вправо на 100 м. Тот же овраг смещён вправо на 15–20 м по более юго-западной ветви разлома. Более мелкие овраги смещены вдоль неё на 8 м. Ещё в 15 км юго-восточнее, возле холмов Алтин-Тепе и Боз-Тепе правые смещения долин измеряются десятками метров и иногда достигают 100 м.

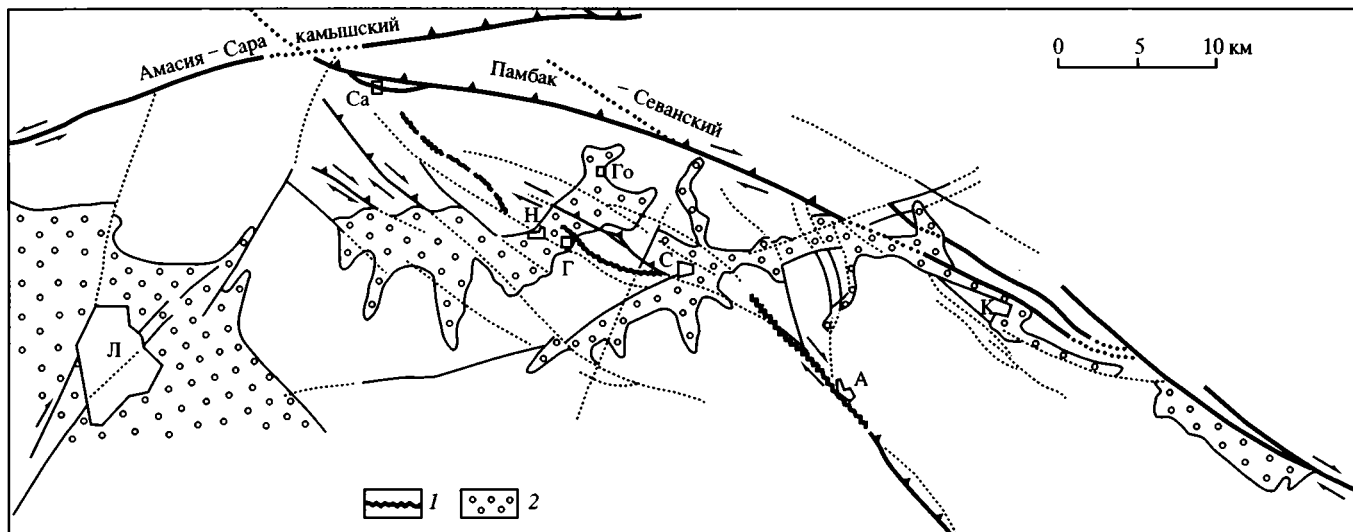


Рис. 141

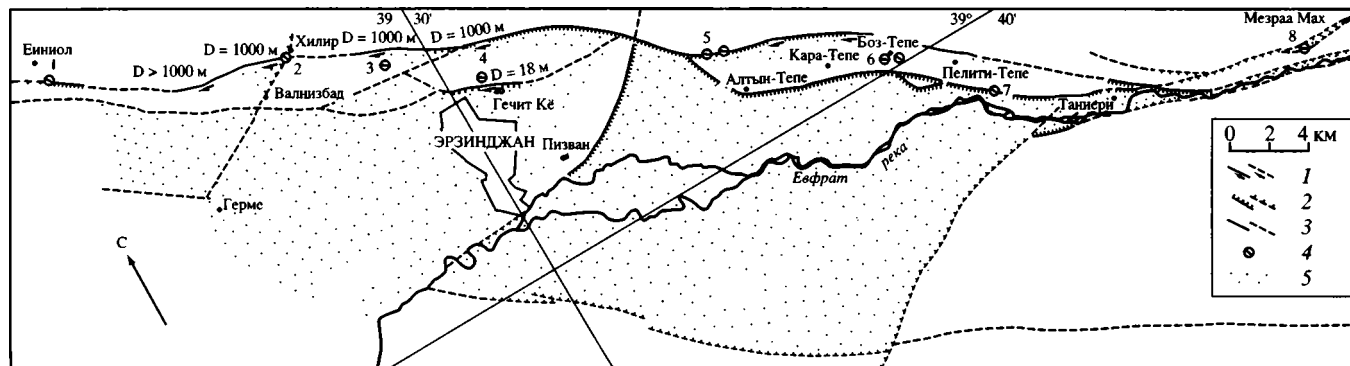


Рис. 142

По тем же ветвям разлома подняты северо-восточные крылья. Смещение имеет сбросовый характер, что хорошо видно в северо-западной части впадины в 1 км южнее с. Эйниол. Здесь вскрыт тектонический контакт ультрабазитов с аллювиальными конгломератами плиоцена-нижнего плейстоцена. Поверхность контакта наклонена на юго-запад под углами 80–90°. Линзы песчаника и гравелита в конгломератах наклонены возле разлома на юго-запад под углами 50–70°. Конгломераты сильно уплотнены и карбонатизированы.

Разломы обоих бортов Эрзинджанской впадины продолжаются на юго-восток за её пределы. Продолжение разлома юго-западного борта причленяется к Восточно-Анатолийской зоне разломов южнее с. Карлиова. Как и в пределах впадины, его позднечетвертичная активность проявлена фрагментарно. Так, непосредственно к северу от с. Пюлюмюр наблюдается несколько сближенных молодых уступов с поднятыми северо-восточными крыльями. Активность юго-восточного продолжения разлома северо-восточного борта впадины проявлена повсеместно. Отмечены как вертикальные, так и многократно превосходящие их правосдвиговые голоценовые и позднеплейстоценовые смещения [Trifonov, Karakhanian, Kozhurin, 1994].

С юго-востока Эрзинджанская впадина ограничена разломом Овасик, который юго-западнее переходит в разлом Малатия, сливающийся на юго-западе с Восточно-Анатолийской зоной. Вдоль разломов Овасик и Малатия выявлены четвертичные и местами позднечетвертичные левосдвиговые смещения с вертикальной компонентой [Saroglu et al., 1992b]. На юго-восточном борту Эрзинджанской впадины позднечетвертичные вертикальные смещения имеют взбросовый характер. Поднято юго-восточное крыло разлома.

Внутри Эрзинджанской впадины обнаружено несколько небольших разломов, параллельных разлому Овасик и разделяющих впадину на поперечные блоки (см. рис. 142). Разлом между с. Хилир и с. Джерме ограничивает область интенсивной голоценовой седиментации к северо-западу от него. Разлом возле с. Пизван ограничивает с северо-запада широкую часть поймы Евфрата и заболоченную равнину к северу от реки.

Рис. 141. Сейсмогенный разрыв Спитакского землетрясения 1988 г. среди активных разломов Гарнийской зоны [Трифонов, Караханян, Кожурин, 1990]

1 – сейсмогенный разрыв Спитакского землетрясения 1988 г.; 2 – области голоценовой аккумуляции. Остальные обозначения см. на рис. 10. Буквы на карте: села А – Алавар, Г – Гехасар, Го – Гогаран, Са – Сарapat; города К – Кировакан (Ванадзор), Л – Ленинанкан (Гюмри), С – Спитак; Н – пос. Налбанд (Ширакамут)

Fig. 141. Seismic rupture of the Spitak 1988 earthquake and other active faults in the Garni zone [Trifonov, Karakhanian, Kozhurin, 1990]

1 – seismic rupture of the Spitak 1988 earthquake; 2 – area of Holocene sedimentation. See fig 10 for other legend. Letters in the map: villages: A – Alavar, G – Ghehasar, Go – Gogaran, N – Nalband (Shirakamut), Sa – Sarapat; towns: K – Kirovakan (Vanadzor), L – Leninakan (Gyumri), S – Spitak. Алаварский разлом (Alavar fault) is a segment of the Garni zone; Амасия-Сарыкамьшский разлом (Amasia-Sarykamysh fault) is a segment of the East Anatolian fault zone

Рис. 142. Эрзинджанская впадина в восточной части Северо-Анатолийской зоны разломов [Trifonov et al., 1993]

1–3 – активные разломы, слева достоверные, справа предполагаемые: 1 – с правым смещением, 2 – с вертикальным смещением, 3 – с неустановленным смещением; 4 – участки обильного трещинообразования при землетрясении 1992 г.; 5 – области интенсивного позднечетвертичного осадконакопления

Fig. 142. Erzincan basin in the eastern part of the North Anatolian fault zone [Trifonov et al., 1993]

1–3 – active faults (proved in the left and supposed in the right): 1 – with dextral offsets, 2 – with vertical offsets, 3 – without identified offsets; 4 – sites of abundant rupturing during the 1992 earthquake; 5 – areas of intensive Late Quaternary sedimentation

В районе Эрзинджанской впадины обнаружены многочисленные следы голоценовых сильных землетрясений. О них свидетельствуют и исторические хроники [Ambraseys, 1970, 1975, 1988]. На этот район, охватывающий 1/10 длины Северо-Анатолийской зоны, пришлось около 1/3 всех зафиксированных в ней исторических и инструментальных землетрясений с магнитудами не менее 5,5 [Trifonov, Karakhanian, Assaturian, Ivanova, 1994].

Наибольшую известность приобрело сильнейшее землетрясение 26 декабря 1939 г. ($M = 7,8$). Его эпицентр располагался недалеко от Эрзинджана, но возникшая при землетрясении зона сейсмогенных разрывов распространилась вдоль Северо-Анатолийской зоны лишь на северо-запад от эпицентра на 350 км. Вдоль неё произошёл правый сдвиг до 3,7 м и вертикальное смещение до 2 м [Ravoni, 1961; Ambraseys, 1970, 1988]. По данным А. Барка [Barka, 1992], максимальное сдвиговое смещение при землетрясении достигало 7,5 м.

13 марта 1992 г. произошло землетрясение магнитудой 6,8 с эпицентром в юго-восточном углу Эрзинджанской впадины [Barka, Eydogan, 1993]. Вдоль разлома северо-восточного борта впадины возникла прерывистая полоса эшелонированно расположенных трещин растяжения, нередко с вертикальным смещением до 20 см (как правило, подняты северо-восточные крылья) и иногда с правосдвиговым смещением до 10 см [Trifonov et al., 1993]. Протяжённость полосы – 62 км. Она частично совпадает с сейсмогенным разрывом 1939 г., но главным образом наращивает его к юго-востоку. По-видимому, эти трещины косвенно отражают косую правосдвигово-сбросовую подвижку в очаге землетрясения.

При сильнейшем афтершоке 18 марта 1992 г. ($M = 5,8$) был активизирован небольшой разлом северо-восточного простирания у восточных окраин с. Пюлюмюр. Возникла простирающаяся по азимуту 55–60° СВ полоса зияющих трещин и небольших уступов, вдоль которой оказались сконцентрированными сильнейшие разрушения. Таким образом, при этом землетрясении активизировались оба структурных направления, определивших конфигурацию Эрзинджанской впадины.

Структуры описанного типа, наряду с впадинами типа pull apart, присутствуют и в более западных частях Северо-Анатолийской зоны разломов [Sengor et al., 1985]. В этой и других сдвиговых зонах они возникли на участках такого кулисного подставления сегментов, при котором происходит локальное усиление сжатия, приводящее к вдавливанию межразломного блока. Мы предложили называть их впадинами push inside (в противоположность впадинам pull-apart) [Trifonov et al., 1995]. Их отличает появление взбросовой компоненты смещений и местами возникновение осложняющих складок.

Между двумя типами впадин есть переходные формы. Так, на юго-западном борту Элпинской впадины кулисное строение пограничного разлома создаёт условия локального растяжения между его сегментами, и здесь развиваются мелкие впадины pull-apart. В западной части Сюникской впадины pull-apart противоположный характер эшелонированного строения пограничной зоны разломов приводит к развитию локальных структур push inside (см. раздел 4.2).

Возникновение сжимающей компоненты смещений неоднократно отмечалось при соответствующих искривлениях сдвиговых зон, что было показано, например, А.В. Лукьяновым [1963] на примере сейсмогенных разрывов современных катастрофических землетрясений. Дополнительное сжатие выражается появлением взбросовой или надвиговой компоненты смещения по разлому, а также опережающих взбросов, надвигов и сжатых складок. В связи с

развитием этих структур происходит дифференцированное воздымание земной поверхности. Эти достаточно известные положения получили развитие в обстоятельной сводке А.Г. Силвестера [Sylvester, 1988]. Демонстрируя большое разнообразие присдвиговых структур, он связывает образование присдвиговых грабецов или иных депрессионных форм только с условиями локального растяжения. По его мнению, если подобные формы и возникают при сжатии, то они невелики и представляют собой пластины или узкие блоки, отстающие по скорости выжимания и воздымания от соседних блоков или пластин [Sylvester, 1988, Figure 22]. Они не образуют устойчивых впадин, выраженных в рельефе и молодых отложениях. Почему же в описанных случаях сжатый блок между эшелонированно расположенными сегментами сдвига не выдавливается вверх или в стороны, а вдавливается внутрь, образуя на земной поверхности впадину?

Мы связываем это с относительной «плавучестью» блоков, которая зависит от средней плотности пород земной коры. Наиболее погруженная Эрзинджанская впадина push inside расположена на крупнейшем ультраосновном массиве. Признаки неглубоко залегающей офиолитовой ассоциации с ультрабазитами известны и в других местах Северо-Анатолийской и Памбак-Севанской зон, Гелайсорской и Элпинской впадинах. Присутствие плотных гипербазитов приводило к тому, что ещё до возникновения присдвиговой впадины её поверхность была изостатически опущена относительно соседних территорий. Поэтому при возникновении локального присдвигового сжатия происходило не выдавливание, а вдавливание охваченного сжатием блока. Такое вдавливание представляется возможным лишь при наличии корового волновода, по которому вдавленные горные массы расщепляются на соседние территории.

6.2.2. Миндалевидные структуры

Структурный мотив возникновения впадин pull-apart на участках кулисного подставления сегментов сдвига повторяется в большем масштабе в миндалевидных структурах, образованных сочетанием крупных зон разломов со сдвиговой компонентой смещений. Такие сочетания активных разломов весьма характерны для Армянского нагорья. В его северной части нами изучены две миндалевидные структуры: Гегам-Варденисская и Араратская.

Северным ограничением Гегам-Варденисской структуры (рис. 143, см. рис. 138) служит зона Памбак-Севанского правого взбросо-сдвига северо-западного простираения со средней скоростью позднечетвертичных движений до 5 мм/год (см. раздел 2.3). Правосдвиговая компонента многократно превышает взбросовую. Опущено юго-западное крыло. Западное крыло «миндалины» образовано Гарнийским правым сдвигом со средней скоростью позднечетвертичных движений 2–3 мм/год. Вертикальная компонента существенно меньше горизонтальной и чаще является взбросовой, чем сбросовой, поскольку в большинстве мест поднято восточное крыло, в сторону которого круто наклонён разлом.

На юге, как уже отмечалось в разделе 2.3, Гарнийский разлом раздваивается, и его главная ветвь (Арпа-Зангезурская зона разломов), ограничивающая Гегам-Варденисскую структуру с юга, следует на восток-юго-восток, где сложно сочленяется с Гиратахским продолжением Ханарасарского разлома. Арпа-Зангезурская зона образована серией сравнительно непротяжённых активных нарушений, местами ветвящихся или расположенных эшелониро-



Рис. 143. Космическое изображение Гегам-Варденисской структуры

Fig. 143. Space imagery of the Gegham-Vardenis structure

ванно друг относительно друга. Вдоль них обнаружены признаки праводвиговых и вертикальных смещений, причём чаще поднято южное крыло. Ханарасарский правый сдвиг характеризуется средней скоростью позднечетвертичных перемещений 4–5 мм/год и подчиненной вертикальной компонентой смещения (чаще поднято восточное крыло). Он простирается на северо-запад, будучи наиболее активным, хотя и не пограничным нарушением восточного края «миндалины». Её восточным ограничением служит параллельный Ханарасарскому Акеринский разлом, позднечетвертичная активность которого выражена лишь фрагментарно. На севере он смыкается с восточным (менее активным, чем более западные сегменты) окончанием Памбак-Севанского разлома.

Таким образом, вдоль всех ограничений Гегам-Варденисской структуры выявлены следы молодых праводвиговых перемещений. Переменная вертикальная компонента обычно многократно уступает сдвиговой. Обычно опущена внутренняя часть миндалины, и лишь в зоне Гарнийского разлома чаще наблюдались обратные соотношения. Вдоль Памбак-Севанского разлома вертикальная компонента смещений определена как взбросовая.

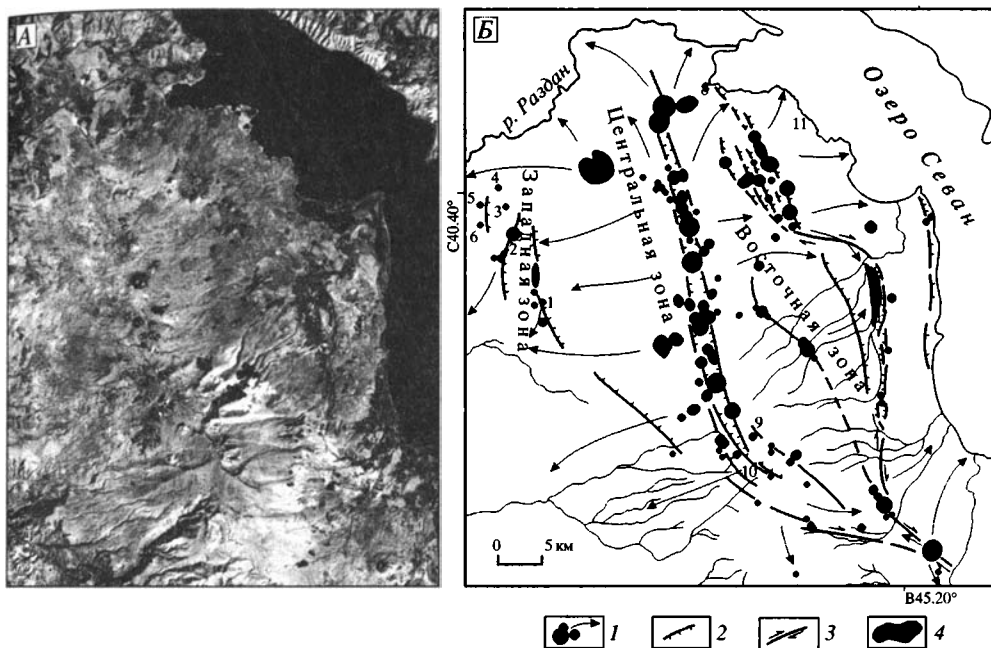


Рис. 144. Космическое изображение и основные позднечетвертичные структурные элементы Гегамского нагорья Армении (составил А.С. Караханян)

1 – позднечетвертичные вулканы; 2 – активные сбросы; 3 – активные сдвиги; 4 – современная депрессия, заполненная позднечетвертичными осадками

Fig. 144. Space imagery and main structural elements in the Geghams Upland of Armenia (compiled by A.S. Karakhanian)

1 – Late Quaternary volcanoes; 2 – active normal faults; 3 – active strike-slip faults; 4 – recent depression, filled by Late Quaternary sediments

Внутри «миндалины» непосредственно к юго-западу от Севана выделяется также миндалевидная в плане Гегамская структура (рис. 144). Её северо-восточное разломное ограничение в значительной мере скрыто позднеплейстоценовыми вулканами и продуктами их извержений и обнажено лишь на крайнем северо-западе и юго-востоке. На северо-западе это Мармарикский разлом с признаками правого сдвига, ответвляющийся от Гарнийской правосдвиговой зоны между её Алаварским и Мармарик-Азатским сегментами. Структурные проявления правого сдвига обнаружены возле г. Камо, а юго-восточнее разлом Камо, изгибаясь, переходит в меридионально простирающуюся полосу сбросов восточного борта структуры. Они выражены как смещениями среднеплейстоценовых вулканогенных и терригенных (в том числе озерных) отложений (рис. 145), так и уступами в рельефе. Амплитуды позднечетвертичных смещений измеряются метрами, достигая у отдельных нарушений 15–20 м. Обычно опущены западные крылья, но обнаружен и встречный сброс. Наряду с этим выявлены правые смещения пересекаемых овражных долин амплитудой до 200 м. Подобные правые смещения выявлены и на юго-восточном борту структуры, где они сочетаются с вертикальными (вероятно, взбросовыми) смещениями.

К югу от системы разломов Мармарик–Камо выделяются три меридиональных ряда позднеплейстоценовых вулканических конусов, приуроченных к сис-



Рис. 145. Зона разломов Камо: мелкие смещения в среднеплейстоценовых озёрных отложениях (фото А. Авагяна)

Fig. 145. The Kamo fault zone: Small offsets of the Middle Pleistocene lacustrine deposits (photo by A. Avagyan)

теме раздвигов. Наиболее протяжён средний ряд, на севере которого извержения продолжались до раннего голоцена (рис. 146). В его пределах обособляются короткие субмеридиональные цепочки трёх, четырёх и более сближенных вулканов, иногда обнаруживающих признаки последовательного (вдоль цепочки) омоложения. На юге эта полоса раздвигов переходит в систему параллельных сбросов Спитаксарской зоны, выраженных в рельефе уступами. Отдельные нарушения секут позднеплейстоценовую морену и имеют вертикальную амплитуду до 15 м; опущены восточные крылья.

На юге Спитаксарская зона отгибается на юго-восток, и разломы приобретают наклон до 70° в сторону поднятых юго-западных крыльев. Различаются нарушения, перекрытые позднеплейстоценовой мореной и секущие её. Взбросовая составляющая позднечетвертичных смещений измеряется метрами и в отдельных случаях достигает 10–15 м при правосдвиговой компоненте в 30–50 м (возможно, до 250 м). Морена взброшена на 2–3 м при правом сдвиге выработанных в ней мелких долин на 16–20 м. На юго-востоке, где Спитаксарская зона сближается с южным окончанием зоны разломов Камо, расположена вытянутая на северо-запад цепь из трёх позднеплейстоценовых вулканов. Далее к



Рис. 146. Аэрофотоснимок цепи позднеплейстоценовых вулканов на Гегамском нагорье
Fig. 146. Areal photo of the Late Pleistocene volcanic chain in the Gegham Upland

востоку продолжение Спитаксарской зоны пересекает Варденисский вулканический массив и смыкается с Ханарасарской зоной (см. рис. 138).

Таким образом, Гегамская вложенная «миндалина», подобно всей Гегам-Варденисской структуре, ограничена разрывами с преобладающими правосдвиговыми смещениями. Почти по всем разломам, у которых зарегистрирована вертикальная компонента движений, опускалась внутренняя часть «миндалины». Вместе с тем, в отличие от всей Гегам-Варденисской структуры, здесь очевидна роль растяжения. Оно выражено и обилием позднечетвертичных вулканов, большая часть которых сконцентрирована в центральной цепи, и характером вертикальных смещений: признаки взброса обнаружены лишь на юго-западном борту, тогда как западное и восточное ограничения являются сбросовыми. Этим Гегамская «миндалина» сходна с Сюникской присдвиговой впадиной и может считаться структурой типа pull apart.

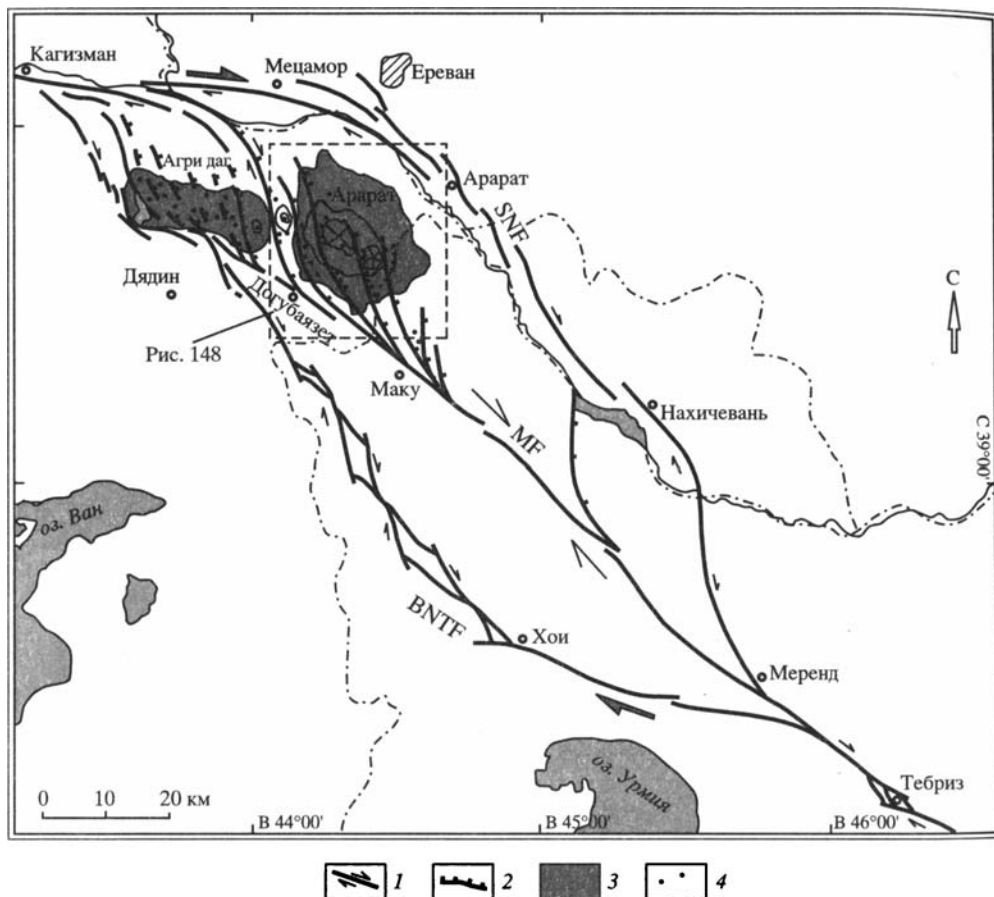


Рис. 147. Активные разломы и молодые вулканы Араратской миндалевидной структуры [Karakhanian, Djrbaşhian et al., 2002]

1 – сдвиг, 2 – сброс, 3 – четвертичные вулканические образования, 4 – центры извержений

Fig. 147. Active faults and young volcanoes of the Ararat almond-shaped structure [Karakhanian, Djrbaşhian et al., 2002]

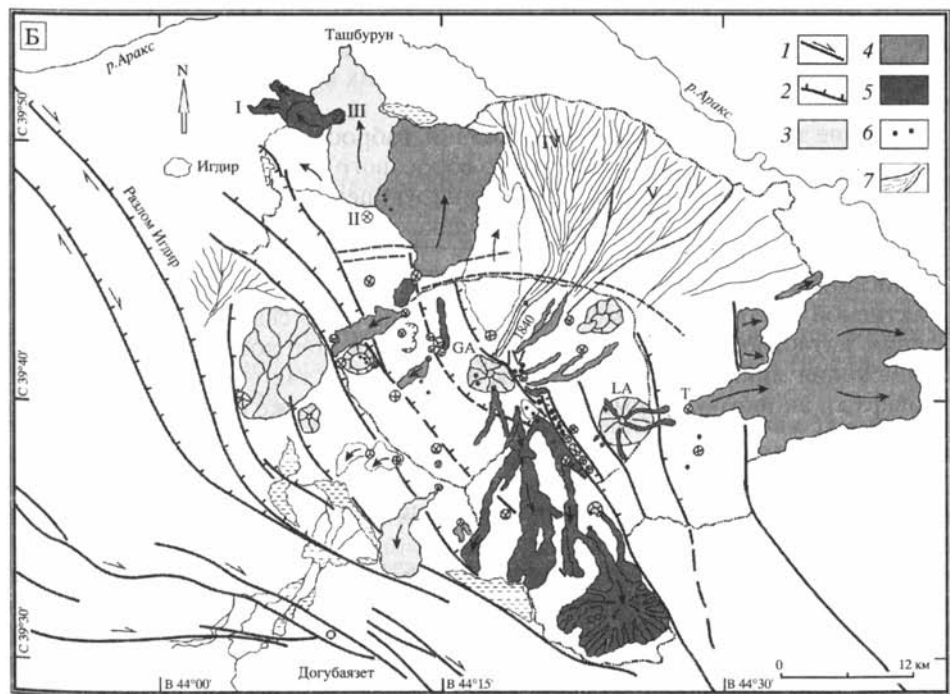
1 – strike-slip fault; 2 – normal fault; 3 – Quaternary volcanic formations; 4 – centres of eruption

Рис. 148. Космическое изображение (А) и основные элементы позднечетвертичной структуры (Б) Арарата [Karakhanian, Djrbaşhian et al., 2002]

1 – сдвиг, 2 – сброс, 3–5 – лавовые потоки и туфы: 3 – начала позднего плейстоцена, 4 – конца позднего плейстоцена, 5 – голоцена; 6 – центры позднеплейстоценовых и голоценовых извержений; 7 – оползни, обвалы, грязевые потоки

Fig. 148. Ararat volcano: Space imagery (A) and main Late Quaternary structural elements (B) [Karakhanian, Djrbaşhian et al., 2002]

1 – strike-slip fault; 2 – normal fault; 3–5 – lava flows and tufts: 3 – beginning of Late Pleistocene, 4 – end of Late Pleistocene, 5 – Holocene; 6 – centres of the Late Pleistocene and Holocene eruptions; 7 – landslides, rockfalls, and mud flows



Аракатская миндалевидная структура (рис. 147, см. рис. 138) ограничена с юго-запада Балыкгельским разломом, переходящим на юго-востоке в Северо-Тебризский разлом восток-юго-восточного простираия. Юго-восточнее г. Меренда (Иран) он смыкается с Сардарпат-Нахичеванским разломом, образующим восточную и северную границы «миндалины». Разлом простирается от г. Меренда на север до г. Нахичевани, далее отгибается на северо-запад и запад вдоль левобережья р. Аракс и возле г. Кагызман (Турция) вновь смыкается с окончанием Балыкгельского разлома. Вдоль оси «миндалины» простирается прямолинейный разлом Маку, сливающийся с Балыкгельским на северо-западе структуры.

По всем указанным разломам обнаружены признаки позднечетвертичных правосдвиговых перемещений (см. раздел 2.3). Вертикальная компонента движений испытывает характерные изменения. На южном (Северо-Тебризский разлом) и северном (Сардарпатский разлом на территории Республики Армения) краях она определённо является взбросовой, причём на Сардарпатском валу опущено южное крыло. На восточном краю структуры, между г. Мерендом и г. Нахичеванью, тип вертикального смещения неизвестен, но западнее от разлома Маку на север отходит разлом со значительными сбросовыми подвижками. Они обнаружены нами и вдоль Балыкгельского разлома южнее оз. Балык. На участках кулисного подставления его сегментов, в районах населённых пунктов Сьах-Джешме, Зурабад, Келиса-Канди, Догубаязет, Сулугем и Сарыбык, выявлены мелкие ромбовидные и миндалевидные структуры типов как pull apart, так и push inside. В северо-западной части разлома Маку от него (и сливающегося с ним окончания Балыкгельского разлома) отходят на север многочисленные сбросы и правые сбросо-сдвиги, образующие структуру типа «конского хвоста» (horsetail splay). Крупнейший из них – разлом, ограничивающий Игдирскую котловину с запада (рис. 148). Система этих разломов рассекает вулканы Большой и Малый Аракат и вулканического хребта Агридаг и контролирует северо-северо-западное простираание многочисленных молодых паразитических конусов, а, возможно, и положение самих этих вулканов.

Различие типов вертикальных движений, взбросового на северном и южном краях «миндалины» и преимущественно сбросового на её западном и восточном краях и у оперяющих разломов, при доминирующем правом сдвиге роднит Аракатскую «миндалину» с Гегамской и Сюникской и позволяет рассматривать её как структуру типа pull apart.

Описанные крупные миндалевидные структуры являются характерной чертой активной тектоники Армении. С их активностью связаны сильные землетрясения, катастрофические оползни, проявления молодого вулканизма и другие изменения лика земной поверхности вплоть до такого важного элемента ландшафта и экономики Армении, как озеро Севан. Ниже рассматриваются эти связи.

6.2.3. Активные разломы – землетрясения – оползни

Приведённые в гл. 2 и 3 сопоставления активных разломов с сильными землетрясениями убедительно свидетельствуют о взаимной связи этих явлений. С одной стороны, активный разлом является той зоной ослабленной прочности, где упругие деформации, накапливаемые при относительных перемещениях плит или блоков литосферы, разрешаются импульсной подвижкой, сопровождаемой землетрясением. Его сила зависит от величины снятой дефор-

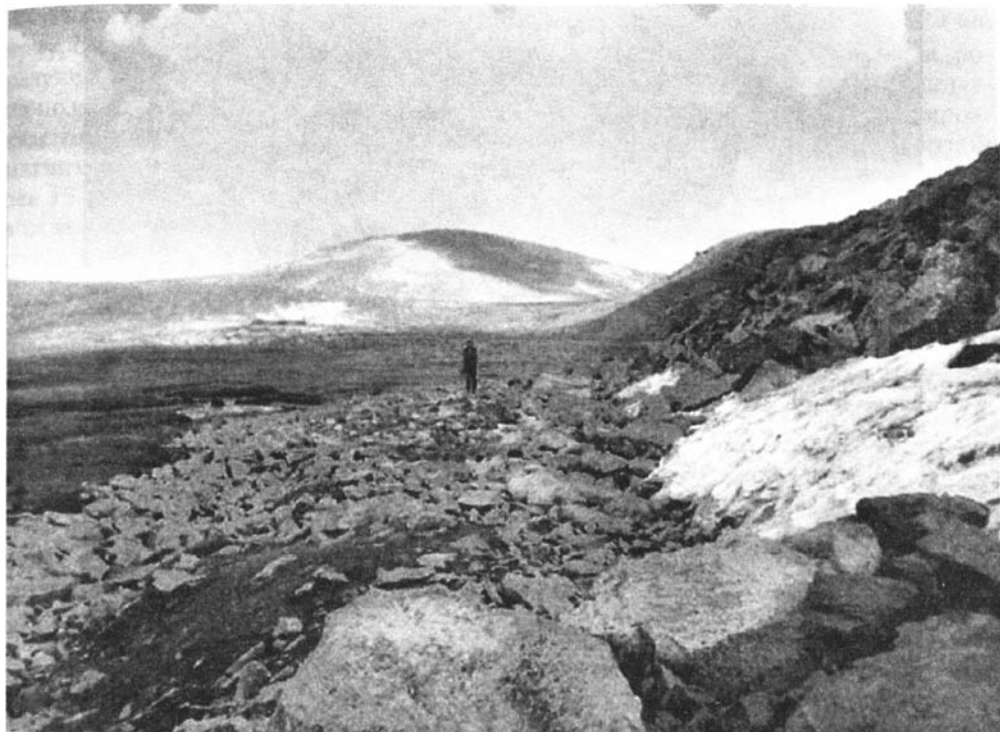


Рис. 149. Двухступенчатый сейсотектонический уступ на западном борту Сюникской структуры pull-apart в Восточной Армении; две генерации уступа созданы двумя сильными землетрясениями (фото А.С. Караханяна)

Fig. 149. Two-step seismotectonic scarp in the western side of the Syunik pull-apart structure in the western Armenia; two generations of the scarp are formed by two strong earthquakes (photo by A.S. Karakhanian)

мации и объёма горных пород, в котором такое снятие произошло, т.е. размера очага землетрясения. Эта обусловленность сейсмичности активными разломами позволяет использовать их для прогнозирования потенциальных зон возникновения очагов землетрясений и оценки их сейсмического потенциала, т.е. максимальной возможной магнитуды, а при более детальном изучении выделять сами потенциальные очаги, определять наиболее вероятный тип сейсмогенной подвижки и средний период повторяемости сильнейших сейсмических событий.

С другой стороны, землетрясение является эпизодом жизни той или иной активной зоны, проявлением её развития, которое наиболее наглядно отражает особенности морфологии и характер перемещений. Оценка относительного вклада сейсмических импульсов разной силы и медленных движений в суммарное смещение по разлому даёт представление о режиме проявлений его активности. Сильные палеоземлетрясения находят отражение как в смещениях по самому разлому, так и в сопутствующих катастрофических экзогенных явлениях – прежде всего в крупных обвалах и оползнях. На рис. 149 показан уступ поверхности на западном борту Сюникской структуры pull apart. Две его генерации (нижняя на 3 м и верхняя на 4 м) связаны с двумя сильными землетрясениями. Верхний уступ отличается большей свежестью и крутизной. Среди каменных

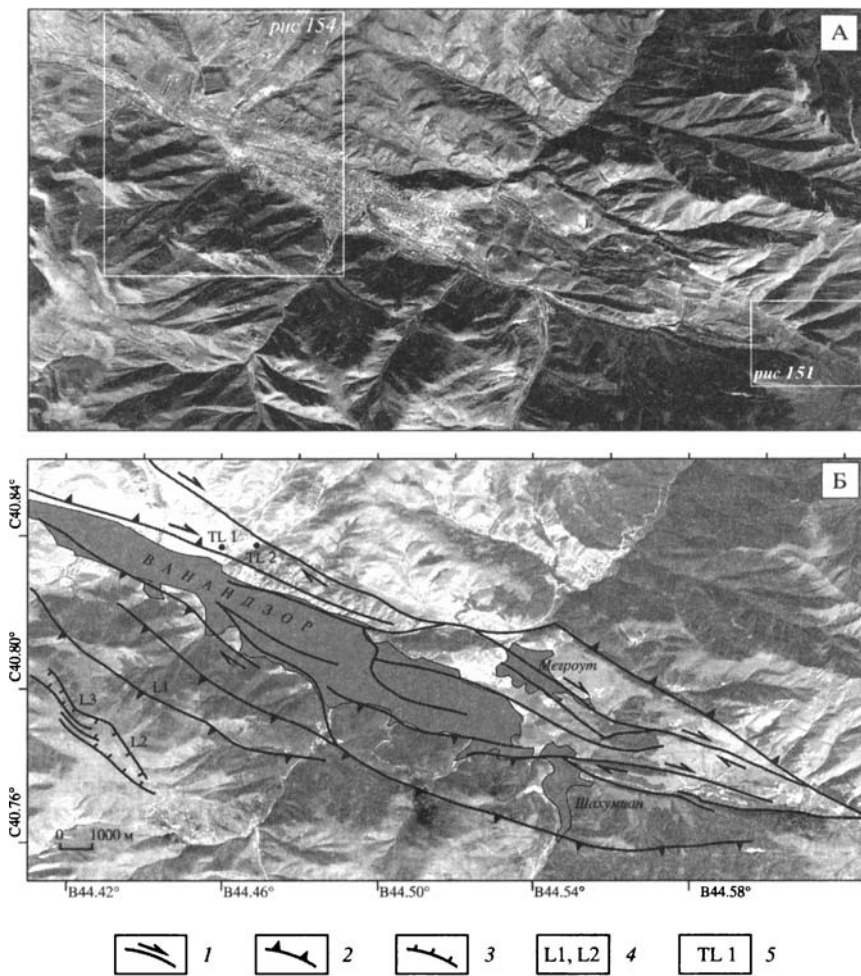


Рис. 150. Активные разломы Ванадзорской депрессии: (А) – космический снимок Landsat 7ETM+; (Б) – интерпретация [Karakhanian, Trifonov et al., 2002]

1 – сдвиги; 2 – взбросы; 3 – сбросы; 4 – оползни; 5 – хранилища отходов

Fig. 150. Active faults in the Vanadzor basin: space imagery Landsat 7ETM+ (A) and its interpretation (B) [Karakhanian, Trifonov et al., 2002]

1 – strike-slip faults; 2 – reverse faults; 3 – normal faults; 4 – landslides; 5 – reservoirs of toxic waste of the Vanadzor chemical plant

глыб, переместившихся при образовании уступа, обнаружена глыба с опрокинутым петроглифом возрастом около 5 тыс. лет, заваленная другими глыбами (см. раздел 4.1 и рис. 92). Землетрясение произошло позднее.

В разрезе канавы в Фиолетовой впадине push inside видны не только сейсмогенные смещения по разлому, но и коллювиальные клинья – следы катастрофического сноса вниз по склону деструктированного землетрясения материала (см. раздел 6.2.1 и рис. 137). Клинья отличаются относительно грубый состав и отсутствие сортировки. Кверху размерность обломков в каждом клине уменьшается.

Гигантские оползни обнаружены на южном склоне долины р. Арпы. Они приурочены к активным разломам юго-восточной ветви Гарнийской зоны, образующей южный край Гегам-Варденисской миндалевидной структуры. Оползни позднеголоценовые, но не современные. Судя по радиоуглеродным датировкам, они возникли в 735 г. при катастрофическом землетрясении с расчетной магнитудой $M_s \geq 7$, погубившем большую часть населения долины р. Арпа – более 15 тыс. человек. Согласно средневековым хроникам, землетрясение сопровождалось вулканическим извержением, разрушившим г. Моз. Подтвердить это сообщение полевыми наблюдениями нам не удалось.

Крупные сейсмогенные оползни возникали и приводили к трагическим последствиям и при других сильнейших исторических землетрясениях в Армении и соседних странах (Гянджа, 1139 г.; Арагат, 1840 г.). Подобные события происходили в горных регионах Мира и в XX столетии (Хаит, 1949 г.; Уаскаран, 1970 г.; Гиссар, 1989 г.) Таким образом, активные разломы, эпицентральные зоны сильных землетрясений и крупные оползни генетически и территориально связаны и представляют источники интегральной природной опасности. Ниже сделана попытка оценить её на примере г. Ванадзор (Кировакан) с численностью населения 173 тыс. человек, занимающего западную и центральную части Ванадзорской депрессии. Рядом с городом находятся села Мегрут, Шаумян и Дарпас с населением ещё около 10 тыс. человек. Оценки для г. Ванадзор относятся и к ним.

Ванадзорская депрессия морфологически и генетически занимает в Памбак-Севанской зоне разломов (ПСЗР) такое же положение, как описанная выше (раздел 6.2.1) Фиолетовская депрессия push inside, но имеет бóльшие размеры. Её длина 16 км при максимальной ширине 3 км. Она также ограничена по краям многочисленными активными разломами с поднятыми внешними (по отношению к депрессии) крыльями (см. рис. 134). Внутри депрессии видны многочисленные эшелонированно расположенные уступы, приуроченные к активным разломам (рис. 150). На востоке депрессии вдоль одного из таких разломов фиксируется правое смещение тальвегов мелких рек на 700 м при вертикальной амплитуде смещения в 25–30 м (а–b на рис. 151).

Разлом, образующий северный борт Фиолетовской депрессии, в западной части раздваивается. Его северная ветвь, отгибаясь к северо-западу, продолжается на северный борт Ванадзорской депрессии, сохраняя черты взброса с поднятым северо-восточным крылом (рис. 152). Южная ветвь переходит на южный фланг Ванадзорской депрессии, в результате чего обе депрессии оказываются кулисно расположенными друг относительно друга (см. рис. 134).

Спитакское землетрясение 1988 г. вызвало разрушения и гибель людей в западной части г. Ванадзора. Вместе с тем, несмотря на многочисленные проявления молодой тектонической активности, в Ванадзорской депрессии не зафиксированы исторические сведения о сильной сейсмичности. Единственное историческое землетрясение с $M_s = 5,3$ произошло в 1915 г. Отсутствие значительных архитектурных памятников, несмотря на большое культурное значение района в X–XVI вв., заставляет предполагать неполноту данных об исторической сейсмичности. В частности, северо-западнее с. Мегруд обнаружены развалины церкви XII–XV вв. со следами сейсмогенного воздействия. Севернее с. Мегрут (6 на рис. 134; рис. 153) вскрыты плоскости палеоразрывов поверхности от двух сейсмических событий [Avagyap, 2001]. Предварительные данные свидетельствуют, что первое землетрясение произошло до отложения слоев с радиоуглеродными датами 21705 ± 240 BP и

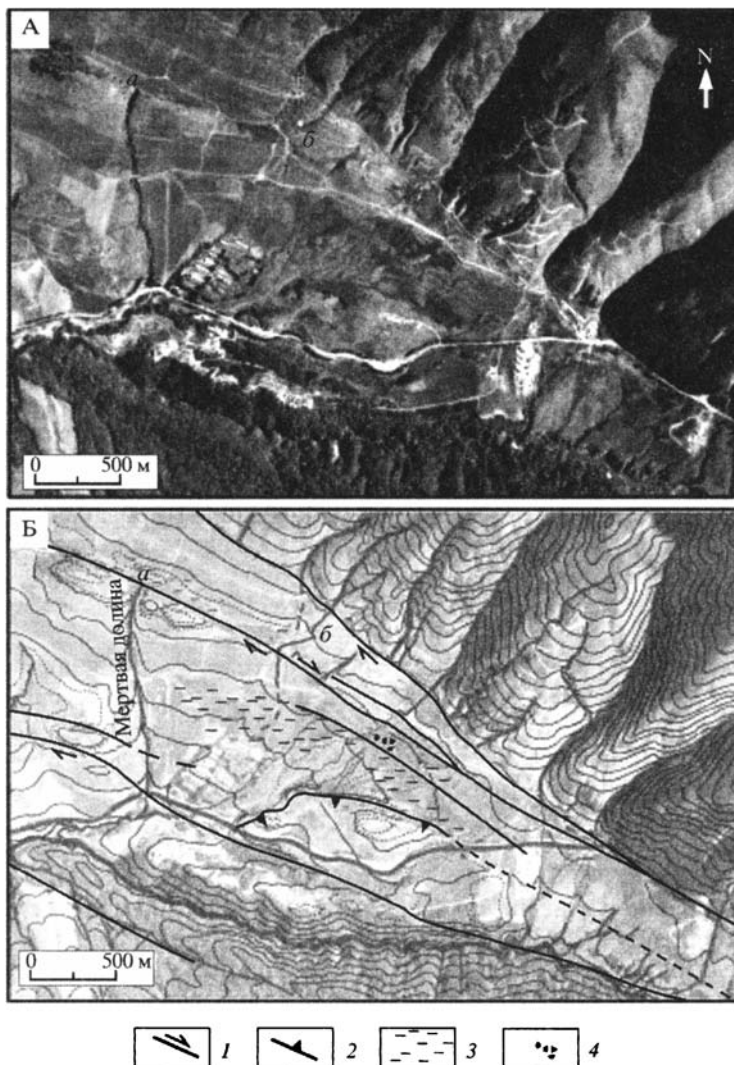


Рис. 151. Восточная часть Ванадзорской депрессии: (А) – аэрофото, (Б) – интерпретация [Karakhian, Trifonov et al., 2002]

1 – сдвиги; 2 – взбросы; 3 – заболоченные участки; 4 – молодые конуса выноса; а-б – амплитуда смещения речной долины

Fig. 151. Eastern part of the Vanadzor basin: areal photo (A) and its interpretation (B) [Karakhian, Trifonov et al., 2002]

1 – strike-slip fault; 2 – reverse fault; 3 – swamped area; 4 – young alluvium fan; а-б – magnitude of the river valley offset

26000 ± 800 ВР (ГИН-11667), а второе, с $M_S > 7$, – после этого, но до середины XIX в.

В 1999 г. компания «Геориск» совместно с Национальной службой сейсмической защиты при правительстве Республики Армения (НССЗ РА), Институтом геофизики и инженерной сейсмологии НАН РА и Институтом Арминжпроект выполнила исследование сейсмической опасности г. Ванadzор [Оценка...



Рис. 152. Активный взброс, смещающий четвертичные отложения на перемычке между Ванадзорской и Фиолетовской структурами севернее с. Лермонтово (фото В.Г. Трифонова)

Fig. 152. Active reverse fault, offset Quaternary deposits between the Vanadzor and Fioletovo structures to the north of village of Lermontovo (photo by V.G. Trifonov)

1999]. Детерминистическая оценка дала величину предельно допустимого ускорения 0,6 (Геориск). Вероятностная оценка (НССЗ) показала ускорение в 0,34 для периода в 30 лет; 0,38 для 100 лет и 0,5 для 500 лет с вероятностью 90%. Согласно действующим в настоящее время Нормам сейсмического строительства РА [СНПА II-2.02-94, 1998] территория оценивается предельно допустимым ускорением в 0,4. В соответствии с оценкой в 0,4 происходит современное развитие города и его окрестностей. При этом в западной части Ванадзора находится большой химический комбинат, завод искусственного волокна и крупная ТЭЦ (соответственно 1, 2 и 3 на рис. 154).

Важный элемент оценки интегральной природной опасности для г. Ванадзор – наличие крупных сейсмогенных оползней, проявляющих современную подвижность. На юго-западном фланге депрессии над г. Ванадзор расположены три таких оползня – L1, L2 и L3 (см. рис. 154). Оползень L1 характеризуют объем 80 млн м³, перепад высот между оползнем и химкомбинатом 640 м, расстояние до химкомбината и жилых кварталов города 850 м, средний уклон местности 19°. Оползень L2 имеет объём 160 млн м³, перепад высот между ним и химкомбинатом 1000 м, средний угол склона 14°, расстояние до химкомбината 2,7 км. Оползень L3 характеризуется объемом 300 млн м³, перепадом высот между ним и химкомбинатом 1300 м, средним углом склона 19° и расстоянием до химкомбината 2,9 км. Уступы отрыва всех трёх оползней совпадают с сегментами ПСЗР, ограничивающими Ванадзорскую депрессию с юга. Депрессию отличает высокий уровень атмосферных осадков, способствующий интенсификации оползнеобразования. Его опасность повышает массовая вырубка лесов на склонах оползней L1–L3.

На северо-западном борту Ванадзорской депрессии над г. Ванадзор, заводом искусственного волокна и ТЭЦ расположены два хранилища отходов химиче-

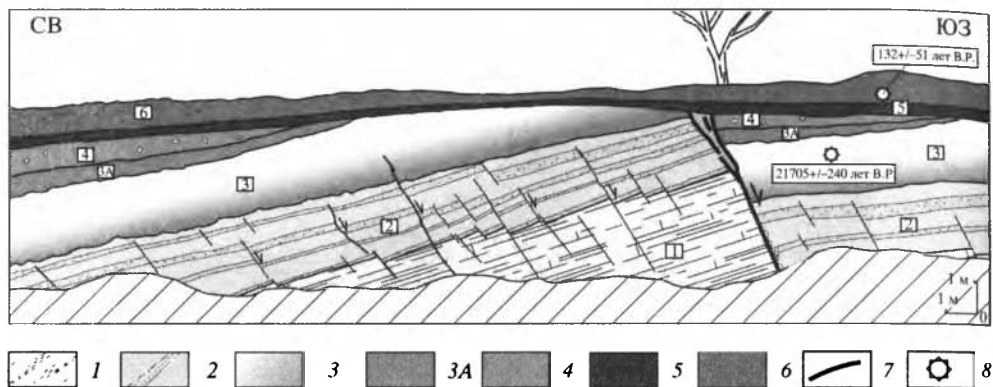


Рис. 153. Обнажение в с. Мегрут, Ванадзорская депрессия (6 на рис. 134) [Karakhanian, Trifonov et al., 2002]

1 – светлые глины; 2 – чередование тонких слоев глины и песка (включают неокатанные обломки гравия меньше 1 см); 3 – карбонатизированная глина; 3А – нижняя палеопочва темнокоричневого цвета, сформировавшаяся на слое 3; 4 – коллювий с обломками сантиметровой размерности; 5 – верхняя палеопочва, сформировавшаяся на слоях 3 и 4; 6 – современная почва; 7 – палеоразрыв; 8 – места отбора радиоуглеродных проб

Fig. 153. Outcrop in village of Megrut, the Vanadzor basin (6 in fig. 134) [Karakhanian, Trifonov et al., 2002]

1 – light clay; 2 – alternation of thin layers of clay and sand, including rough gravel less than 1 cm; 3 – carbonatized clay; 3A – lower dark-brown paleosol in surface of the layer 3; 4 – colluvium (size of debris reach several centimeters); 5 – upper paleosol in surface of the layers 3 and 4; 6 – recent soil; 7 – fault; 8 – sites of the radiocarbon sampling

ского комбината (см. рис. 154). Хранилище TL1 имеет объём 3 млн м³, перепад высот между плотиной и городом 70 м, расстояние до города 500 м, средний угол склона 7° (рис. 155). Хранилище TL2 имеет объём 4 млн м³, перепад высот между плотиной и городом 200 м, расстояние до города 1110 м и средний угол склона 7°. Хранилище TL1 заполнено отходами производства мелонита, а TL2 – мелонита и карбита, имеющими высокую токсичность и способными при увлажнении быстро впитывать влагу и превращаться в жидкую, быстро текущую пульпу. Отходы в хранилище TL2 находятся в полужидком и жидком состоянии.

Обе плотины хранилищ построены в 1972 г. прямо в зонах активных разломов. Плотины представляют собой насыпные земляные дамбы в глубоких оврагах и приурочены к местам их резкого правого изгиба, вызванного смещениями по сегментам ПСЗР северного ограничения депрессии (см. рис. 150 и 154). Восточный борт оврага, на который опирается торец плотины хранилища TL1, проявляет оползневую активность. Обе плотины ослаблены Спитакским землетрясением 1988 г.

Долины, над которыми нависают оползни L1–L3, выходят на южные границы химкомбината и г. Ванадзор. В случае отрыва оползней они могут, достигнув химкомбината и города, привести к катастрофе. При разрушении плотин хранилищ TL1 и TL2 токсичные полужидкие отходы также могут, достигнув города, завода искусственного волокна и ТЭЦ, разрушить их (см. рис. 150, 154, 155). Эти разрушения особенно вероятны в случае возникновения землетрясения, вызванного подвижкой по одному из сегментов активных разломов ПСЗР, проходящих по уступам отрыва оползней, телу плотин или близко от них.

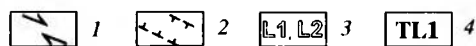


Рис. 154. Аэрофотоснимок западной части Ванадзорской депрессии [Karakhanian, Trifonov et al., 2002]

1 – сдвиг; 2 – сброс; 3 – оползни L1 – L3; 4 – хранилища токсичных отходов TL1 и TL2 Ванадзорского химического комбината. Цифры на снимке: 1 – Ванадзорский химический комбинат, 2 – завод искусственного волокна, 3 – ТЭЦ

Fig. 154. Aerial photo of the western part of the Vanadzor basin [Karakhanian, Trifonov et al., 2002]

1 – strike-slip fault; 2 – normal fault; 3 – landslides L1–L3; 4 – reservoirs of toxic waste TL1 and TL2 of the Vanadzor chemical plant. Numerals in the photo: 1 – the Vanadzor chemical plant, 2 – the Plant of artificial fiber, 3 – the Heat-and-electricity station

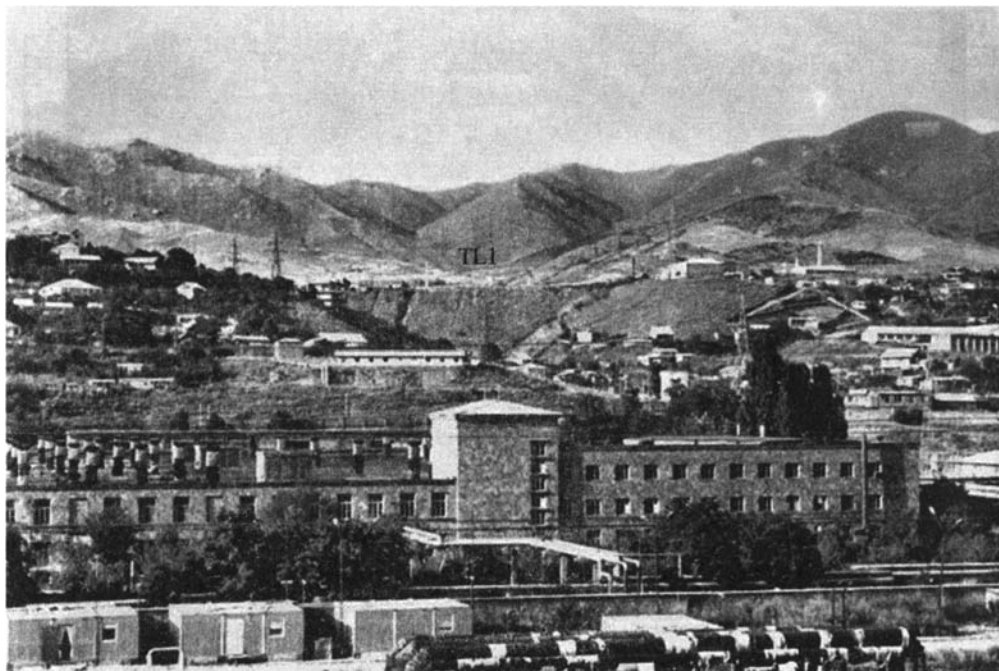


Рис. 155. Плотина хранилища токсичных отходов TL1 над городом [Karakhian, Trifonov et al., 2002]

Fig. 155. Dam of the reservoir of toxical waste TL1 above the city [Karakhian, Trifonov et al., 2002]

С целью оценки такой опасности для г. Ванадзора были определены сейсмические ускорения, необходимые для обрушения оползней и плотин. Расчёт стабильности склонов оползней и плотин под воздействием сейсмичности проведён с использованием нормативных методов П17-85/ВНИИГ и СниП II-7-81, принятых в Армении, и программы «Slop». Перемещения оползней и плотин рассчитаны решением задачи об угле поворота отсека обрушения при круглоцилиндрической поверхности скольжения под сейсмическим воздействием, заданным акселерограммой [Караханян и др., 2000]. Расчёты выполнялись по формуле Терцаги с использованием программы «Откос-PL», разработанной институтом «Гидропроект» в Москве.

Расчёты показали, что склоны оползней L1–L3 уже при воздействии землетрясения с ускорением 0,3 ($M_S = 6,3$) теряют стабильность, и по ним возможны мгновенные перемещения масс оползней на 31,53–31,94 см. При ускорении 0,55 ($M_S = 7,3$) возможны перемещения на 57,81–59,55 см. Продолжительность расчётного землетрясения – 6 секунд, и за это время оползни могут прийти в интен-

Рис. 156. Оценка оползневой опасности западной части Ванадзорской депрессии, по данным А.С. Караханяна [Karakhian, Trifonov et al., 2002]

1 – активные разломы (*a* – сдвиг, *b* – взброс); 2 – оползни L1 и L2; 3 – хранилища токсичных отходов TL1 и TL2 Ванадзорского химического комбината; 4 – транзит оползневых масс и масс из хранилищ токсичных отходов в случае их разрушения; 5 – промышленные объекты (1 – Ванадзорский химический комбинат, 2 – завод искусственного волокна, 3 – ТЭЦ) и городские кварталы в зоне поражения; 6 – городские кварталы вне зоны поражения

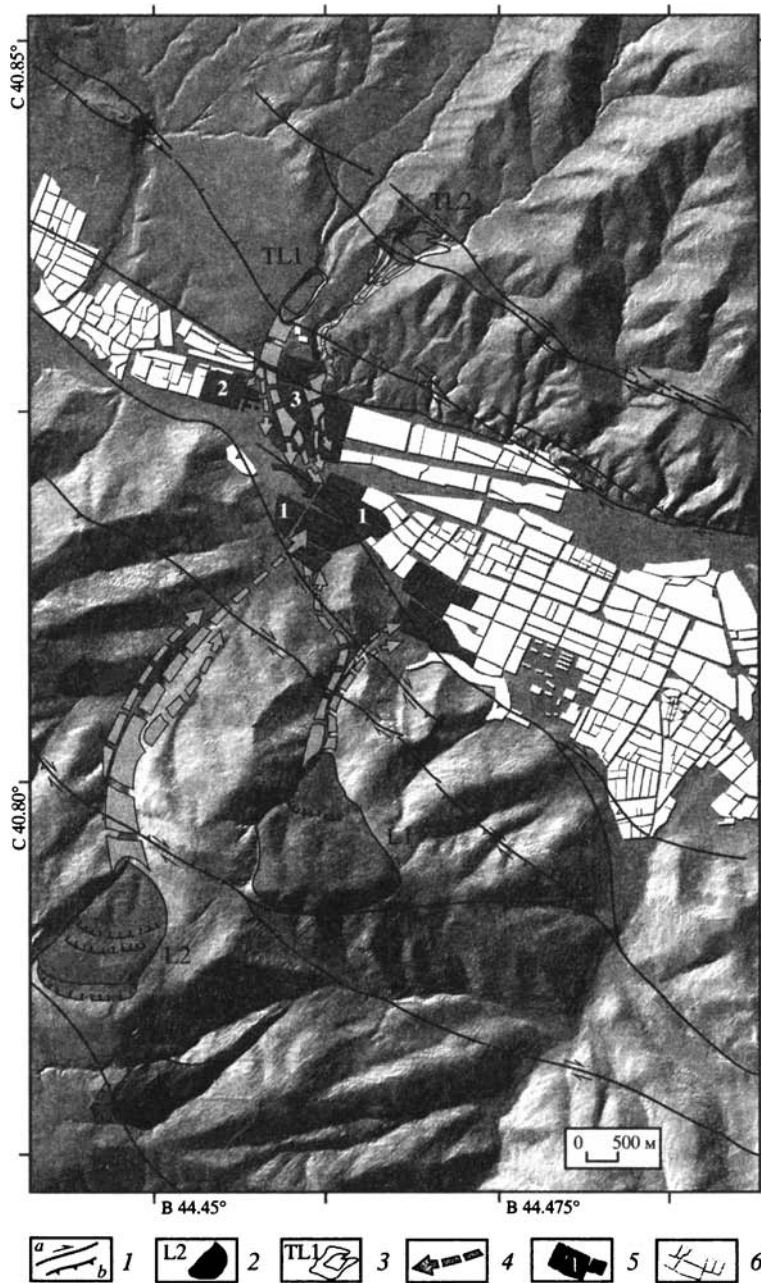


Fig. 156. Estimation of the landslide hazard in the western part of the Vanadzor basin, according to the A.S.Karakhanian's data [Karakhanian, Trifonov et al., 2002]

1 – active faults (*a* – strike-slip, *b* – reverse); 2 – landslides L1 and L2; 3 – reservoirs of toxic waste TL1 and TL2 of the Vanadzor chemical plant; 4 – transport of materials of the landslides and toxic waste reservoirs if they would be destroyed; 5 – industrial subjects (1 – the Vanadzor chemical plant, 2 – the Plant of artificial fiber, 3 – the Heat-and-electric-supply station) and dwelling blocks in the hitting zone; 6 – dwelling blocks outside the hitting zone

сивное движение вниз по склону под действием сейсмо-вибрационных и гравитационных сил и переместиться на значительные расстояния.

Расчёт предельного сейсмического ускорения, способного вызвать разрушение плотин хранилищ TL1 и TL2, также основывался на нормах П17-85/ВНИИГ и СНИП П-7-81, формуле Терцаги, программах «Откос-PL» и «Slop». Тела плотин TL1 и TL2 сложены из галечно-гравийных грунтов и обладают следующими физико-механическими параметрами: угол внутреннего трения – 35° ; сцепление – 0 МПа; объёмный вес пород при естественной влажности – $1,9 \text{ т/м}^3$; объёмный вес насыщенных водой пород – $1,98 \text{ т/м}^3$. Суть расчёта заключалась в определении ускорения, при котором склон плотины окажется в состоянии предельного равновесия. Задача решалась подбором ускорения, при котором коэффициент запаса будет близок к 1 [Караханян и др., 2000]. Расчёты показали, что плотина TL1 начнёт разрушаться при ускорении выше 0,25, а плотина TL2 – выше 0,1.

Поскольку по тыловым уступам оползней и телам плотин проходят активные разломы, мы рассчитали величину подвижки по разлому методом, предложенным в работе [Wells, Coppersmith, 1994], принимая, что подвижка по разлому будет близка по амплитуде подвижке всей массы оползней и плотин. Расчёты этим методом для разломов со взбросо-сдвиговой кинематикой дали подвижки амплитудой 60 см при землетрясении с $M_S = 6,3$ и амплитудой 350 см при землетрясении с $M_S = 7,3$. Получается, что обрушение оползней L1 и L2 и плотин TL1 и TL2 может произойти уже при землетрясении с ускорением 0,3 ($M_S = 6,3$).

Используя формулу, предложенную в работе [Davies, 1982], можно подсчитать вероятную длину перемещения деструктивных масс в случае схода оползней L1–L3 и разрушения плотин TL1 и TL2. Для оползня L1 длина пробега составит 4,3 км (при расстоянии до г. Ванадзор 850 м), для оползня L2 – 5,5 км (при расстоянии до города и Химкомбината 2,7 км) и для оползня L3 – 6,7 км (при расстоянии до города 1,8 км). Те же величины составят для хранилища TL1 – 1,3 км при расстоянии до города 0,5 км и для хранилища TL2 – 1,3 км при современном наполнении отходами на 50 % и 1,6 км при 100-процентном наполнении, тогда как его расстояние до города – 1,1 км.

Таким образом, в случае возникновения на рассматриваемом сегменте Ванадзорской депрессии землетрясения с ускорением 0,3 ($M_S = 6,3$) все три оползня могут активизироваться и сойти вниз, а плотины хранилищ токсичных отходов способны разрушиться и при более низких ускорениях 0,1–0,25. Деструктированные массы, сойдя по долинам, достигнут г. Ванадзор. При этом они могут полностью разрушить значительные территории западной части города (рис. 156). Учитывая, что Ванадзорский химкомбинат находится в зоне возможного воздействия оползней L2 и L3, а завод искусственного волокна и ТЭЦ – в зоне возможного воздействия содержимого хранилищ токсичных отходов, нельзя исключить многократное увеличение числа жертв среди населения в результате разрушения этих промышленных предприятий и отравления.

Согласно созданной нами базе данных ГИС, риск для г. Ванадзор в случае подобной оползневой катастрофы, вызванной землетрясением с ускорением 0,3 и сопровождаемой токсическим поражением, будет исчисляться 10–20% населения при разрушении юго-западной части города, Химкомбината, Завода искусственного волокна и ТЭЦ. Именно такой ущерб можно принять для приведённой выше оценки сейсмической опасности – ускорения 0,34 за 30 лет с вероятностью 90%. Количество жертв в этом случае (10–20 тыс. человек)

окажется соизмеримым с потерями при Спитакском землетрясении 1988 г. (см. табл. 3).

Итак, суммирование природных и техногенных факторов, сопутствующих землетрясениям в зонах активных разломов Ванадзорской депрессии, заставляет изменить оценку уровня сейсмической опасности (предельно допустимого ускорения ПДУ), при котором могут произойти значительные разрушения и гибель людей в г. Ванадзор, с принятой сейчас 0,4 [СНПА II-2.02-94, 1998] до 0,2–0,3.

6.3. ИСТОРИЧЕСКИЙ ВУЛКАНИЗМ АРМЕНИИ

Прежде считалось, что историческая вулканическая активность на территории Армянского нагорья сводится лишь к извержению Немрута в 1441 г. и современной фумарольной деятельности вулканов Немрут, Тендурек и Арарат (Yilmaz et al., 1998). Наши исследования показали, что подобные явления имели гораздо большее распространение. Полученные результаты основываются на анализе большого количества космических снимков высокого разрешения – SPOT, российских систем, а также Landsat-TM, ERTS и аэрофотосъемок различного масштаба (1 : 100 000 + 1 : 5000). Использовались также оцифрованные модели рельефа (DEM). Во всех областях исторического вулканизма на территории Республики Армения проведены детальные полевые работы с проходкой канав, отбором и датированием образцов радиоуглеродным и археологическим методами. Широко использовались сведения из армянских исторических летописей и архивных источников. Ниже приводятся описания наиболее характерных и исторически важных примеров.

6.3.1. Арарат

Этот крупнейший вулкан региона, известный с библейских времен и служащий традиционным символом древней и современной Армении, расположен на стыке государственных границ Армении, Турции и Ирана (39°42' с.ш., 44°18' в.д.) и возвышается до 3 км над поверхностью Араратской долины (рис. 157, см. рис. 148). Вулкан образует две конические вершины – Большой Арарат (5165 м) и Малый Арарат (3925 м) и представляет собой полигенный известково-щелочной стратовулкан, к западу от которого в широтном направлении протягивается вулканическая область хребта Агридаг.

Хотя геология вулкана довольно хорошо изучена, его структурная позиция является предметом дискуссии. По мнению ряда исследователей [Dewey et al., 1986], Арарат находится в сложном грабене типа pull-арат в зоне правых сдвигов северо-восточного простирания, где северо-западное направление раздвигов маркируют цепочки паразитических конусов на склонах. Другие исследователи [Yilmaz et al., 1998] считают, что впадина pull-арат Арарата расположена, наоборот, в левосдвиговой зоне разломов.

С целью анализа структурной позиции Арарата и Агридага и их молодой эруптивной деятельности мы изучили данные дистанционного зондирования, исторические и археологические источники и выполнили полевые работы в Турции (1992 г.), Иране (1996 г.) и Армении (1997–1999 гг.). Их проводил А.С. Караханян на территории Турции при участии В.Г. Трифонова, а также М.С. Байрактутана (Университет Ататюрка, Эрзерум) и Т.П. Ивановой (Институт динамики геосфер РАН), а на территории Ирана – при участии Х. Хессами и Ф. Джамали (Международный институт землетрясений и инженерной сейсмологии, Тегеран).



Рис. 157. Арташат – третья столица Армянского царства, на фоне вулкана Арарат
Fig. 157. The Ararat volcano with ruins of Artashat, the third capital of the Armenian Kingdom

Согласно полученным результатам вулканы Арарата и Агридага расположены в северо-западной части Араратской миндалевидной структуры длиной 320 км и шириной 80 км, вытянутой в северо-западном направлении (см. раздел 6.2.2 и рис. 147, 148). Южный и юго-западный фланги этой структуры образованы Северо-Тебризским правым взбросо-сдвигом и его Балыкгельским продолжением, по которым сдвиговая компонента перемещений превосходит вертикальную в $2 + 7$ раз (см. раздел 2.3). Северо-восточный фланг Араратской структуры pull-арат представлен протяжённой зоной Сардарapat-Нахичеванского активного разлома. На территории Армении он проходит вдоль Сардарapatского структурного вала и далее на юго-восток мимо населённых пунктов Двин, Арташат, Арарат. Вдоль него также зафиксированы позднечетвертичные правосдвиговые перемещения с подчинённой взбросовой составляющей, причём чаще опущено юго-западное крыло.

На северо-западе и юго-востоке структуры ограничивающие разломы простираются соответственно на ССЗ и ЮЮВ. Здесь сдвиг сопровождается сбросовой компонентой перемещений. Вдоль оси Араратской структуры протягивается правый сдвиг Маку (см. рис. 138), который на северо-западе, близ сочленения с Балыкгельским разломом, разветвляется на сбросо-сдвиги северо-северо-западного простираения, образуя структуру «конского хвоста». Они рассекают Арарат и Агридаг и контролируют расположение цепочек паразитических конусов на них (см. рис. 148). Можно предположить, что с условиями растяжения, которые отражают эти сбросо-сдвиги, связано и образование главных вулканических центров (см. рис. 147).

Известные до наших работ наиболее молодые извержения Арарата датировались возрастом старше 10 тыс. лет, а самые молодые лавы – 20 тыс. лет [Yilmaz et al., 1998]. Компьютерная обработка космических фотографий высо-

кого разрешения позволила нам выделить три генерации позднечетвертичных лавовых потоков Арарата (см. рис. 148). Лавы самой молодой III генерации могут иметь голоценовый возраст. Это предположение основано на сопоставлении облика этих лав, выделенных на космических снимках, с подобными изображениями датированных голоценовых лавовых потоков Армении, а также на некоторых археологических данных.

На Арарате центры молодых извержений нередко группируются в цепочки север-северо-западного простирания и соответственно представлены чаще всего на северо-западном и юго-восточном склонах вулкана. В особенности это касается лавовых потоков III генерации. Интерес представляет также большая лавовый поток из паразитического конуса горы Тужик (1815 м) на восточном краю Малого Арарата. Этот поток и расположенные к северу от него трещинные излияния образовали обширные лавовые поля, протягивающиеся на восток (см. рис. 147, 148). Молодой возраст (предположительно голоценовый) могут иметь и лавовые потоки в долине р. Макучай (Иран) – в Арабларской долине. Лавы вытекли из двух вулканических центров к востоку от г. Маку, расположенных между крайними восточными сегментами структуры «конского хвоста». Предположение о голоценовом возрасте этих потоков основано не только на их облике, но и на факте налегания лав на отложения и террасы р. Аракс. Один из потоков образовал очень молодую по облику лавовую дамбу р. Аракс к восток-юго-востоку от оз. Аггель.

Анализ архивных, летописных и археологических источников позволил нам выявить некоторые данные по исторической вулканической активности Арарата. Наиболее точная и обоснованная информация такого рода содержится в работе Б.А. Куфтина [1944]. Она явилась первой публикацией, где описаны археологические находки КУАК периода ранней бронзы (см. раздел 6.1). Будучи основополагающей для археологии КУАК, эта работа чрезвычайно важна и для установления факта исторического извержения Арарата. В ней Б.А. Куфтин приводит результаты раскопок, проведённых в 1914 г. горным инженером П.Ф. Петровым в Игдирском участке Сурмалинского уезда у подножия Арарата.

Раскопки проводились в 8 верстах (1 верста XX века = 1,0668 км) от г. Игдир, у с. Малаклю по дороге в с. Маркара у десятого верстового столба от последнего на юг. Место раскопок расположено на конце узкой скалистой гряды высотой 2,5 м, вытянутой на север и представляющей собой вулканический поток Арарата, покрывающий мягкий грунт озёрно-речных отложений Араратской долины. Дорога пересекает отрог на две части: северную – изолированный холм, который П.Ф. Петров назвал «глиняным городком», и южную – возвышенность, названную им «могильной горой» (рис. 158, а). Нам удалось обнаружить указанное П.Ф. Петровым место раскопок на космической фотографии SPOT (рис. 158, б).

В ходе раскопок П.Ф. Петров установил, что мощный культурный слой «глиняного городка» залегает под покровом вулканического туфа. Слой представлен органическим пеплом и золой и содержит остатки жилищ, сломанный кирпич, обугленную древесину, кости человека и животных, многочисленные предметы быта – керамику, обсидиановые орудия, зернотерки, ступки и т.д. Именно это местонахождение явилось основополагающим для выделения КУАК. Мощности слоя золы такова, что местные жители, по словам П.Ф. Петрова, используют его для удобрения полей и быстро разрушают.

Южнее дороги, на территории «могильной горы», в потоке вулканического туфа П.Ф. Петров обнаружил многочисленные могилы (II на рис. 158, а). Они были сооружены в расщелинах самого потока, заложены сверху его глыбами и

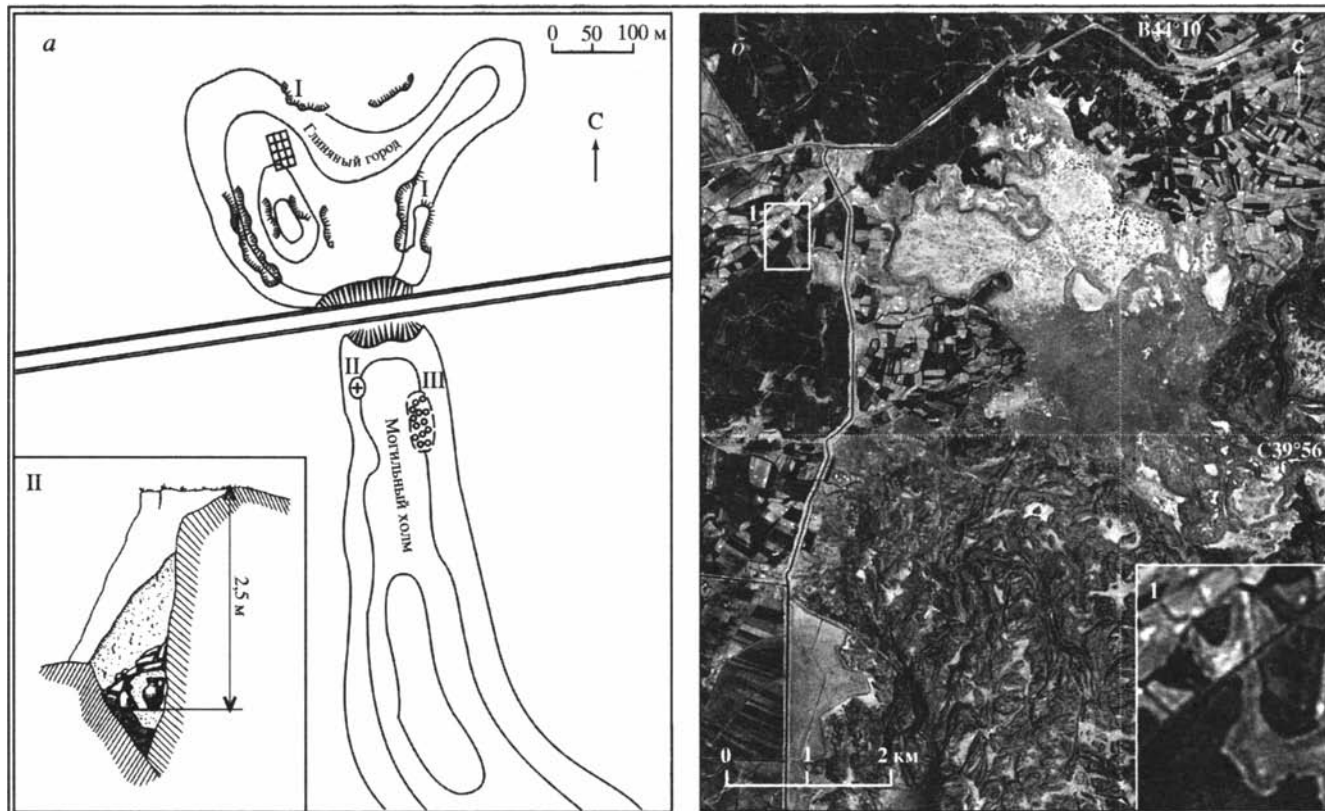


Рис. 158. Археологические данные П.Ф. Петрова (а) и место его раскопок на космическом изображении западного склона Арарата (б) [Karakhanian, Djrashian et al., 2002]

Fig. 158. The P.F. Petrov's archaeological data (a) and location of his excavations in the space imagery of the Ararat western slope (b) [Karakhanian, Djrashian et al., 2002]

содержат железное оружие, бронзовую посуду и стеклянные бусы. Возраст керамики и других предметов из «глиняного городка» археологи уверенно датируют 2500–2400 гг. до н.э., а возраст артефактов из «могильной горы» – 700–500 гг. до н.э.

Таким образом, археологически устанавливается факт перекрытия древнего поселения КУАК слоем вулканического туфа, в котором произведены захоронения урартской эпохи. Иначе говоря, между 2500–2400 и 700–500 гг. до н.э. имело место вулканическое извержение. Большое количество домашней утвари, обугленные остатки дерева, костей человека и животных дают основание полагать, что извержение произошло в период существования поселения КУАК и закончилась для него катастрофой. Следовательно, оно может датироваться возрастом, близким к 2500–2400 гг. до н.э. Наиболее вероятными источниками туфа, перекрывшего поселение КУАК, можно считать эруптивные центры, находящиеся на северном склоне Большого Арарата, – между вершинами Карныярых (1475 м) и Шупер (1222 м) или в 4 км южнее Ташбуруна. Возможно, извергавшийся материал близок к «туфо-лавам».

2 июля 1840 г. произошло катастрофическое Араратское землетрясение с $M_s = 7.4$. Землетрясение вызвало огромные разрушения в Араратской и Догубаязетской долинах. Были почти полностью разрушены города Догубаязет, Маку, Ордубад. Вокруг вулкана Арарат были полностью уничтожены многочисленные сёла. Погибло, по разным оценкам, от 7 до 10 тыс. человек. Землетрясение сопровождалось возникновением сейсмогенного разрыва поверхности длиной 72 км [Ambraseys, Melville, 1982], вызвало многочисленные оползни к юго-западу от Арарата и спровоцировало огромный оползень с главной вершины самого вулкана. По нашим оценкам, объём Араратского оползня 1840 г. равен $3 \cdot 10^8$ м³; он покрыл расстояние в 28 км со скоростью ~175 м/с. Оползень сошёл с северо-восточной части вершины Арарата по глубокому ущелью и полностью уничтожил монастырь Св. Акопа, село Акори, город Аралык, дворец Сардара и ряд деревень и русских пограничных постов в долине р. Аракс.

Сразу после землетрясения 1840 г. началась острая полемика между учёными, обследовавшими его последствия в 1840–1845 гг. Главный инженер русской армии майор Воскобойников [Доклад..., 1840] и немецкий геолог Г. Абих [1862; Abich, 1846] считали землетрясение 1840 г. исключительно тектоническим, а Араратский оползень – его последствием. Немецкий геолог М. Вагнер [Wagner, 1848] рассматривал и то, и другое как следствие вулканического извержения Арарата. Данные, содержащиеся в работах О. Шахатуянца [1842], Г. Алишана [1890], Х. Линча [1910] и особенно в церковных архивах Араратской Епархии, позволили нам обнаружить свидетельства очевидцев землетрясения и оползня с вершины Арарата в 1840 г. Они отмечают следующее:

– Сразу после основного толчка над ущельем на северном склоне Арарата, где находились с. Акори и монастырь Св. Акопа, поднялась огромная туча, похожая на столб дыма.

– Туча светилась изнутри яркочерным цветом, а вокруг распространялся сильный, едкий запах серы.

– Тёмный огненный вихрь тучи мгновенно налетел на с. Акори, уничтожил его, сжёг деревья в садах села и вырвал их с корнем. После этого на село обрушился оползень.

– Туча поднялась к вершине Арарата, а из-под неё вниз покатилося пылевое облако.

– Большие камни весом в несколько центнеров выбрасывались вверх из расщелины над монастырем и селом и падали на расстоянии нескольких километ-

ров. После каждого толчка землетрясения в ущелье слышались резкие звуки, похожие на выстрелы пушек.

– Туча, поднимаясь к вершине Арарата, заволокла небо и вечером пролилась дождем, несмотря на ясную погоду.

– В месте, где пролился дождь, земля и поля были покрыты толстым слоем жидкой грязи голубого цвета с резким запахом. Лужи воды после дождя содержали воду голубого купоросного цвета.

– После землетрясения в ущелье Акори образовались глубокие трещины, из которых исходила мутная (купоросная) вода с резким запахом серы.

– Монахи монастыря Эчмиадзин, находящегося на расстоянии 55 км от Арарата, ощущали резкий запах серы.

Г. Абих [Abich, 1846] обнаружил на вершине Большого Арарата протяжённую трещину северо-западного простираения, из которой исходил сильный резкий запах вулканических газов. Поскольку предыдущие исследователи вершины Арарата, Паррот и Спасский, о ней не упоминали, Абих посчитал трещину следствием землетрясения 1840 г. Майор Воскобойников [Доклад..., 1840], проведя раскопки на месте с. Акори, обнаружил, что у всех домов сохранились нижние трети стен, а деревянные перекрытия крыш вдавлены упавшими камнями в пол. Это, по мнению майора, свидетельствовало о том, что село погибло не от катящихся камней оползня, а от глыб, падавших вертикально сверху.

Анализируя изложенные сообщения, можно предположить, что землетрясение 1840 г., наряду с сейсмогенным разрывом и оползнем, вызвало также газо-пепловое извержение фриотического типа на северном привершинном склоне Арарата. Землетрясение активизировало северо-западные окончания разломов Балыкгель-Северо-Тебризского и Маку. В ходе активизации, по-видимому, вспоролся один из сегментов структуры «конского хвоста», проходящий по привершинной части Большого Арарата. По сегменту произошёл эруптивный, типа направленного взрыва, выброс вулканических газов, каменных глыб и пепла, которые вместе с землетрясением и оползнем уничтожили монастырь Св. Акопа, с. Акори и другие близлежащие населённые пункты.

Данные о событиях 1840 г. – не единственные исторические сведения, содержащие информацию о вулканической активности Арарата. Имеется непроверенное сообщение немецкого путешественника Райнекса о том, что он и его спутники наблюдали 3 января и 22 февраля 1783 г. яркое свечение и красный огонь на восточном склоне Большого Арарата.

6.3.2. Вулканы Гегам-Варденисской структуры

Голоценовые *вулканы группы Цхук-Каркар* (см. 20 на рис. 109 и 1 на рис. 138) находятся на Сюникском нагорье и названы так по двум вершинам нагорья, расположенным по соседству и представляющим собой полуразрушенные плейстоценовые вулканические постройки. Рядом находятся голоценовые андезито-базальтовые лавовые вулканы и потоки, подробно описанные в разделе 4.2. Они приурочены к Сюникской структуре типа pull-apart, возникшей в зоне Ханарасарского правого сдвига и расположенной среди более древних вулканических пород – андезито-базальтовых порфиритов среднего эоцена, неогеновых риолито-дацитов и андезито-базальтовых лав позднего плиоцена и плейстоцена.

Голоценовые вулканы группируются в цепочки, «нанизанные» на раздвиги и сбросо-сдвиги указанной структуры. Излившиеся из них лавовые потоки по степени сохранности первичной поверхности и условиям залегания разделены

на три генерации, первая из которых относится к началу голоцена, а две другие – к первой половине IV тысячелетия до н.э. Сейсмопрофилированием выявлена область аномального погасания сейсмических волн, которая может интерпретироваться как термальный очаг с кровлей на глубинах 1,5–2 км. Он охватывает область голоценового вулканизма и продолжается на северо-запад до термального источника Ермахпюр (Готуристису) с температурой 34 °С на поверхности и 97° С в скважине на глубине 1 км.

Многие активные разломы Сюникской структуры сохранили признаки сейсмогенных подвижек. Идентифицированы следы одного или двух сильных землетрясений, первое из которых, возможно, близкое по возрасту к голоценовым лавам II генерации, охарактеризовано радиоуглеродной датой 5000±160 лет [3960–3650 гг. до н.э.]. Это позволило нам высказать предположение, что сильные землетрясения нарушали кровлю магматического очага и тем самым инициировали излияния лав [Karakhanian et al., 1997; Караханян и др., 1999].

Вместе с тем, на юго-восточном краю структуры pull-apart обнаружены следы землетрясения с радиоуглеродным возрастом 2020 ± 160 лет [210 г. до н.э. – 130 г. н.э.], не сопровождавшегося извержениями. Разрушения, связанные с этим событием, зафиксированы также в 25 км юго-восточнее – в древнем поселении и некрополе Зорац-Карер, где после сейсмогенных разрушений возникли захоронения, охарактеризованные радиоуглеродными датами 1990 ± 110 лет [116 г. до н.э. – 127 г. н.э.] и 1600 ± 150 лет [325–610 гг.]. Возможно, это землетрясение не имело вулканических последствий потому, что не захватило область магматического очага.

На высокий сейсмический потенциал Ханарасарского разлома в районе Сюникской структуры указывает и такой факт. На западном борту структуры обнаружено правое смещение стенки загона для скота XVII–XVIII вв., позволяющее оценить среднюю скорость движений величиной около 1 мм/год. При отсутствии зафиксированных сильных землетрясений этого и более позднего времени её можно рассматривать как скорость крипа. Но средняя скорость правого сдвига по Ханарасарскому разлому за позднечетвертичное время достигает 4–5 мм/год. Поскольку она является интегральным результатом крипа и импульсных сейсмогенных подвижек, вклад последних в суммарное смещение превосходит вклад крипа в 3–4 раза.

Вулканы группы Порак расположены юго-восточнее оз. Севан на северном склоне Варденинского вулканического хребта на высоте 2800 м (40°01' с.ш., 45°47' в.д.) (см. 19 на рис. 109; 2 на рис. 138). Группа состоит из центрального позднеплейстоценового вулкана Порак и многочисленных голоценовых паразитических конусов и центров трещинных излияний андезито-базальтового состава (рис. 159). Вулкан Порак находится в 35–40 км северо-западнее группы Цхук–Каркар. От центров голоценовых излияний возле вулкана Порак в северном и северо-западном направлении отходят два крупных лавовых потока протяжённостью до 21 км. Некоторые центры голоценовых излияний группируются в субмеридиональные цепочки, ограниченные на флангах сегментами Ханарасарского правого сдвига. Сегменты отстоят на 1,5–2 км и кулисно подставляют друг друга таким образом, что сегмент, продолжающий зону разлома на юго-восток, расположен южнее сегмента, продолжающего её на северо-запад в сторону Севана (см рис. 116).

По обоим сегментам зафиксированы позднечетвертичные правые смещения с подчинённой вертикальной компонентой. Она определена как взбросовая к северо-западу от рассматриваемой группы – на вулкане Ханарасар. Но на участке кулисного подставления сегментов она может быть местами и сбросовой,



Рис. 159. Высотный аэрофотоснимок вулканического центра Порак в зоне Ханарасарского разлома, Юго-Восточное Присеванье

Цифры на снимке: 1 – вулкан Порак, 2 – среднеголоценовые (?) лавы, излившиеся из паразитического вулкана в северо-западной части вулканического центра, 3 – среднеголоценовые (?) лавы, излившиеся из паразитического вулкана в северо-западной части вулканического центра, 4 – части среднеплейстоценового вулкана, смещенные по Ханарасарскому разлому, 5 – развалины древнего поселения Гегадзор (2 на рис. 116)

Fig. 159. Small-scale aerial photo of the Porak volcanic centre in the Khanarassar fault zone to the south-east of the Sevan Lake

Numerals in the photo: 1 – the Porak volcano, 2 – Middle Holocene lavas, erupted by the Porak itself, 3 – Middle Holocene (?) lavas, erupted by the parasitic volcano in the northwestern part of the volcanic centre, 4 – fragments of the Middle Pleistocene volcano, displaced by the Khanarassar fault, 5 – ruins of the ancient settlement near Ghegadzor (2 in fig. 116)

как показала одна из двух канав, вскрывших разломы северного сегмента. В 10–12 км юго-восточнее Порака сегменты связаны двумя субмеридиональными правыми сбросо-сдвигами. Описанные разломы в совокупности очерчивают вытянутый на 15 км вдоль Ханарасарской зоны четырёхугольник. Опущенными во всех случаях являются крылья разломов, расположенные внутри него. Северо-западный край четырёхугольника скрыт мелкими вулканами и лавовыми



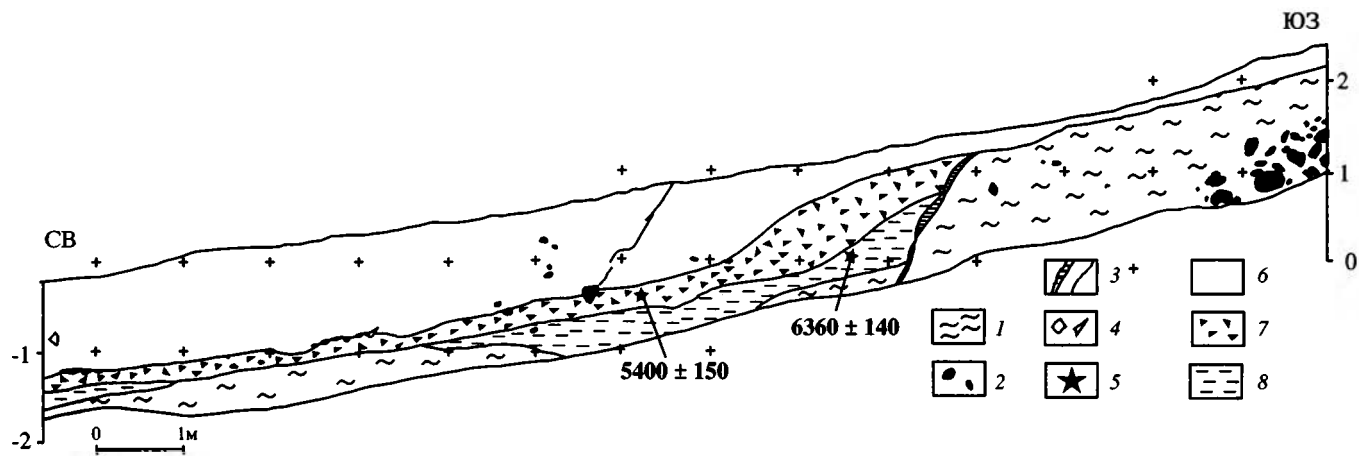
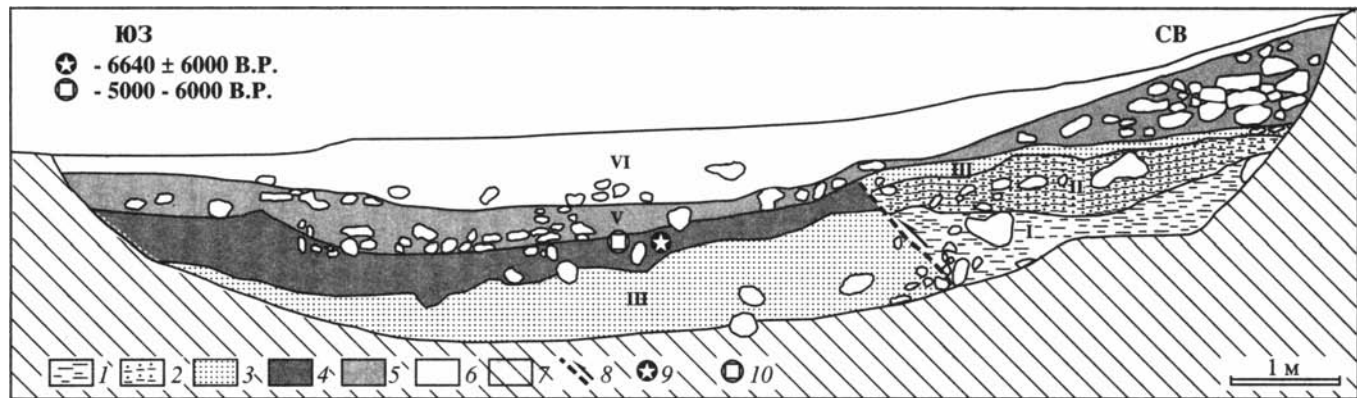
Рис. 160. Петроглифы IV тысячелетия до н.э., возможно, изображающие извержение вулкана Порак с востока – с тектонического уступа Ханарасарского разлома (фото А.С. Карахьяна)

Fig. 160. Petroglyphs of the IV millenium BC, possibly imaging the Porak volcano eruption (a view from the east from the tectonic scarp of the Khanarasar fault (photo by A.S. Karakhianian)

потоками Поракской группы, которые можно рассматривать как проявление субмеридиональной зоны (или зон) растяжения на западном фланге структуры. Последняя, таким образом, представляет собой типичную присдвиговую структуру типа pull apart.

По степени сохранности выделяются три генерации голоценовых лавовых потоков. К I генерации, самой ранней и многочисленной по объёму извергнутого материала, относятся, в частности, два упомянутых протяжённых лавовых потока, достигающих сел Карчахпюр (западный поток) и Ахунк (восточный поток). Высокая степень эродированности первичной поверхности заставляет считать I генерацию раннеголоценовой. Лавы II и III генераций, сохранившие многие детали первичной поверхности, выглядят существенно более свежими. Их главные центры находились на южном и западном склонах Порака, где один из потоков II генерации достиг оз. Алагель (2 на рис. 159). Выделяется также центр извержений в 5 км к ССЗ от Порака, с которым связаны небольшие потоки обеих генераций (3 на рис. 159).

Относительно возраста лав II генерации можно высказать лишь сугубо гипотетические предположения. Восточнее оз. Алагель вблизи зоны разлома обнаружена группа из четырёх петроглифов. По крайней мере два из них (рис. 160) можно интерпретировать как попытку изобразить вулканическое извержение. В этом смысле показательно сравнение петроглифов с фреской на стене святилища из VII горизонта Чатал Хююка (начало VII тысячелетия до н.э.), где изображено крупное поселение, а над ним извергающийся вулкан с выбросом пепла и летящими вулканическими бомбами (см. рис. 6); двуглавая форма вулкана позволяет отождествить его с Насан-Дагом (выс. 3553 м),



расположенным на восточном краю долины Конья и видимым из Чатал-Хююка.

Обнаруженные нами петроглифы по стилю и технике исполнения тождественны тем, что рассматривались выше при описании Сюникской структуры pull apart и связанных с ней голоценовых извержений (см. раздел 4.2). Там подобные петроглифы датируются концом V – началом IV тысячелетий до н.э, поскольку в первой половине IV тысячелетия развитие этой культуры было прервано извержениями. Здесь же она могла продолжаться и позднее, как и в других частях Гегамского и Варденисского нагорий, где петроглифы частично отнесены к III и даже началу II тысячелетий [Мартиросян, 1980].

Неопределённость возраста петроглифа и соответственно извержения можно сузить, если допустить, что здесь, как и в Сюникской структуре, оно сопровождалось сильным землетрясением. На всём протяжении обоих сегментов Ханарасарского разлома, образующих борта Поракской структуры, фиксируются довольно свежие уступы, свидетельствующие об их недавней сейсмогенной активизации. Уступы деформируют древние могильники. Следы сильного землетрясения обнаружены в двух канавах, вскрывших разрывы северного сегмента Ханарасарской зоны. В канаве, пройденной южнее с. Гегадзор (Субатан) (III на рис. 116), вскрыт разрыв с взбросовой компонентой движений, в опущенном крыле которого сохранился слой палеопочвы, перекрытый грубообломочными отложениями типа коллювиального клина (рис. 161). Слой палеопочвы имеет радиоуглеродный возраст 6640 ± 90 лет [5650–5480 гг. до н.э.] и содержит фрагменты примитивной керамики, датированной IV тысячелетием до н.э. [Philip, Karakhanian, 1999]. Очевидно, землетрясение произошло позднее.

В канаве, пройденной юго-западнее с. Субатан возле южного края раннеголоценового лавового потока (рис. 162; 5 на рис. 118), вскрыт разломный уступ сбросового типа, в опущенном крыле которого залегает палеопочва с радиоуглеродным возрастом 6360 ± 140 лет [5475–5200 гг. до н.э.] (определение ГИН-9909). Перекрывающий её коллювиальный клин имеет радиоуглеродный воз-



Рис. 161. Разрез канавы (3 на рис. 116) через ветвь Ханарасарского разлома в 2 км юго-восточнее развалин «нижнего города» гегадзорского комплекса [Philip, Karakhanian, 1999]

1–6 – комплексы VI–I тонкообломочного материала, выполняющего приразломную депрессию, 7 – субстрат приразломной депрессии, 8 – активная ветвь Ханарасарского разлома, 9 – место отбора радиоуглеродной пробы, 10 – место находки керамики

Fig. 161. The trench section across the Khanarasar fault in 2 km to the southeast of ruins of the «Lower town» of the Ghegadzor settlement (3 in fig. 116) [Philip, Karakhanian, 1999]

1–6 – units VI–I of fine sediments, filling the fault zone basin; 7 – basement of the basin; 8 – active strand of the Khanarasar fault; 9 – site of the radiocarbon sampling; 10 – site of finding ceramics

Рис. 162. Разрез канавы через ветвь Ханарасарского разлома непосредственно к югу от края лавового потока I генерации извержений вулканического центра Порак юго-западнее развалин «нижнего города» поселения Гегадзор (5 на рис. 118; составили А.Г. Авагян и В.Г. Трифонов)

1 – позднеплейстоценовая моренная глина; 2 – камни; 3 – главный разлом и тектоническая трещина; 4 – остатки керамики; 5 – места отбора радиоуглеродных проб; 6 – верхнеголоценовые озерные и делювиальные отложения с культурными остатками в отдельных слоях; 7 – коллювиальный клин; 8 – нижне-среднеголоценовые суглинки

Fig. 162. The trench section across the Khanarasar fault just to the south of the Holocene lava flow of the I generation to the southwest of ruins of the «Lower town» of the Ghegadzor settlement (5 in fig. 118; compiled by A.G. Avagyan and V.G. Trifonov)

1 – Late Pleistocene moraine clay; 2 – stones; 3 – main fault and secondary fracture; 4 – ceramics; 5 – site of the radiocarbon sampling; 6 – Upper Holocene lacustrine sediments and alluvium with archaeological findings in some layers; 7 – colluvium wedge; 8 – Lower and Middle Holocene loam

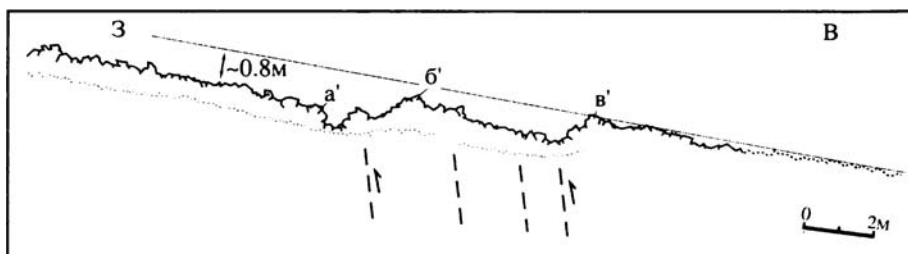
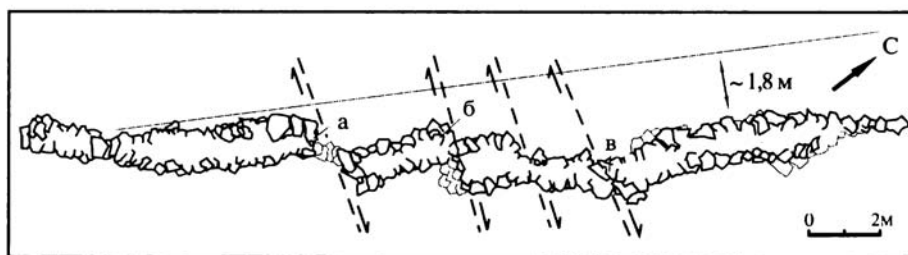


Рис. 163. Смещение стены цитадели поселения Гегадзор (4 на рис. 118) при землетрясении, произошедшем, вероятно, в первой половине VIII в. до н.э. [Avagyan, 2001]

Fig. 163. Offset of the defensive wall near the Ghegadzor fortress (4 in fig. 118) during the earthquake that probably happened in the first half of the VIII century BC [Avagyan, 2001]

раст 5400 ± 150 лет [4350– 4040 г. до н.э.] (определение ГИН-9910). Последнюю величину можно принять за нижний предел возраста обсуждаемого сейсмического и предположительно соответствующего ему вулканического событий, которые, таким образом, имели место не раньше конца V тысячелетия до н.э.

В обсуждаемой группе наскальных рисунков есть петроглиф (см. рис. 160), который можно было бы посчитать изображением в косом ракурсе озера Ала-

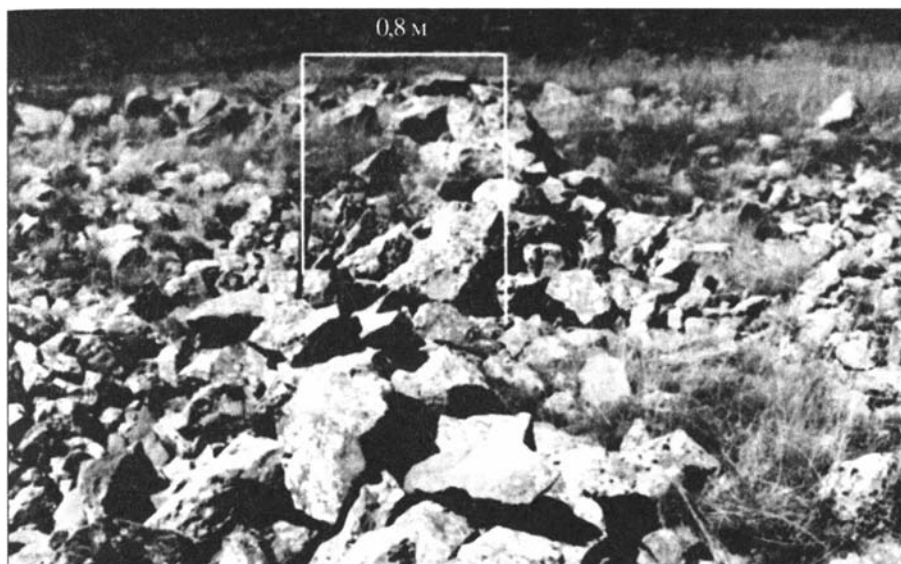


Рис. 164. Смещение древней стены по Ханарасарскому разлому в 35 км юго-восточнее поселения Гегадзор (15 на рис. 109) (фото В.Г. Трифонова)

Fig. 164. Offset of the defensive wall on the Khanarasar fault in 35 km to the southeast of the Ghegadzor settlement (15 in fig. 109) (photo by V.G. Trifonov)

гель и возникших рядом с ним лавовых потоков. Если так, то поток III генерации на рисунке отсутствует, т.е. излился позднее. Время его образования можно связать с событиями, которые сопровождали урартское завоевание этой территории. Выше (раздел 6.1.2) было описано древнее поселение возле с. Гегадзор, над которым на краю лавового потока возвышалась «цитадель», окруженная оборонительными стенами. По одному из разломов Ханарасарской зоны стена «цитадели» смещена более, чем на 1 м (до 1,8 м) вправо и до 0,8 м по вертикали (рис. 163; см. 4 на рис. 118), что могло произойти при землетрясении с $M_s = 7,2$. По-видимому, оно и сопровождалось извержением лав III генерации.

С этим согласуется следующий факт. Помимо поселений и некрополей севано-сюникского комплекса в районе обнаружены протяжённые и невысокие реликты оборонительных стен. У восточного берега оз. Алагель они построены на лавах I и II генераций. Вблизи лавового потока III генерации такая стена прерывается и продолжается по другую сторону потока (точки IV и IV' на рис. 116). На его поверхности какие-либо сооружения подобного типа, столь многочисленные на лавах I и II генераций, отсутствуют. В 35 км юго-восточнее описанного смещения зафиксировано ещё одно правое смещение каменной стены постройки севано-сюникского комплекса на 0,8 м (рис. 164, 15 на рис. 109), однако идентифицировать его с тем же сейсмовулканическим событием не представляется возможным.

Сооружения севано-сюникского комплекса начали возникать в РБВ и продолжали создаваться и функционировать в СБВ–РЖВ, а затем их создатели подверглись урартскому нашествию. Уточнить время извержения III генерации лав и сопровождавшего его (скорее, непосредственно предшествовавшего ему) катастрофического землетрясения помогает знаменитая Хорхросская клинопись



Рис. 165. Хорхросская клинопись урартского царя Аргишти I (787–766 гг. до н.э.), найденная возле оз. Ван и повествующая о победоносном походе на север, взятии города Бехура и происходивших при этом сильном землетрясении и извержении вулкана

Fig. 165. The Khorkhros inscription of the Urartu king Arghishti I (787–766 BC), which was found near the Van Lake. It described the victorious northern campaign and strong earthquake and eruption of the Bamni volcano, which had helped him to capture town of Behura

урартского царя Аргишти I (787–766 гг. до н.э.), найденная в районе озера Ван и повествующая о победоносном военном походе на север на территорию современной Армении (рис. 165). Один из столбцов этой клинописи гласит:

«...Когда я вновь (повторно) осадил город Бехура, разрушилась гора Бамни в области города Бехура..., дым и сажа (копоть) сейчас от неё до солнца поднимаются. Когда разрушилась гора Бамни, я захватил город Бехура» (цитируется по работе: [Оганесян, Абрамян, 1981, с. 66]).

Сардури II (765–733 гг. до н.э.), сын Аргишти I, оставил другую клинопись:

«...Тот народ, который из страха перед оружием сбежал и зашёл на гору Ушкиани и Бамни; я их окружил и умертвил, других, которые бежали, бог Тейшеба съёл» (цитируется по работе [Меликашвили, 1960, с. 254]).

Тейшеба – один из главных богов хуррито-урартов, «ответственный» в числе прочего за землетрясения и вулканические извержения. Содержание первой клинописи вполне можно интерпретировать как описание вулканического извержения горы Бамни и, вероятно, предшествовавшего ему сильного землетрясения, произошедших во время похода царя урартов Аргишти I и приведших к разрушению Бехуры. Согласно второй клинописи, вулканическое извержение (повторное или продолжавшееся со времени первого) привело к гибели людей, спасавшихся от Сардури II на горе Бамни.

Поход Аргишти I на север, по мнению историков, состоялся около 780–770 гг. до н.э., а поход Сардура II мог быть на 10–20 лет позднее. По оценкам историков, город Бехура и гора Бамни находились в бассейне озера Севан, вблизи Варденисского вулканического хребта. Мы предполагаем, что описанное поселение с цитаделью (6 на рис. 109 и II на рис. 116) является остатками города Бехура, а вулкан Порак – это гора Бамни. Скорее всего, роковое значение для оборонявшихся (по крайней мере, от Аргишти I) имело извержение не самого Порака, а вулканического центра к северо-западу от него, удалённого от предполагаемой Бехуры всего на 4 км (3 на рис. 159). Излившаяся лава почти достигла одного из более мелких поселений, расположенного на правом склоне речной долины в 1,5 км южнее современного с. Ахпюрадзор (см. рис. 116).

Таким образом, происшедшая сейсмическая и вулканическая катастрофа разрушила Бехуру и другие поселения, вызвала гибель людей и способствовала победе урартских войск Аргишти I и Сардура II, что привело к смене археокультур в регионе.

В настоящее время Поракский и Сюникский участки Ханарасарского разлома находятся в стадии длительного сейсмического затишья. Об их значительном вулканическом потенциале свидетельствуют термальные источники с температурой до 65° С (Джермук, Истису), удалённые от вулканов группы Порак на 15–20 км.

Вулканы Вайоцсар и Смбакасар (3 и 4 на рис. 138) расположены в южной части Гегам-Варденисской миндалины на южном склоне Варденисского хребта. Они находятся в 17 км друг от друга – вулкан Смбакасар севернее (39°57' с.ш., 45°20' в.д.) на высоте 2700 м, а вулкан Вайоцсар южнее (39°48' с.ш., 45°30' в.д.) на высоте 2500 м.

На юго-восточном склоне вулкана Вайоцсар, напротив с. Арин, обнаружены лавы трещинного извержения его самой молодой генерации. По общему облику лавового потока, сохранившему многие черты первичного вулканического рельефа, можно предположить его голоценовый возраст. Лавовый поток, спускаясь вниз, запруживает долину р. Арпы около г. Вайк и протягивается вдоль неё в западном направлении на 6 км. Лава перекрывает первую галечную террасу р. Арпы.

Вулкан Смбакасар представляет собой моногенный центр, характерный для областей ареального вулканизма. Конус вулкана прорван в северном и южном направлениях двумя лавовыми потоками, длиной 11 и 17 км. В долине р. Ехегис лавовый поток перекрывает первую галечную террасу. Последнее, наряду с совершенной сохранностью морфологии конуса вулкана и его потоков, позволяет датировать извержения поствюрмским (голоценовым?) временем.

Структурные предпосылки образования вулканов Вайоцсар и Смбакасар во многом неясны. Можно лишь предположить, что они связаны с деформациями растяжения Варденисского вулканического хребта, как внутренней структуры Гегам-Варденисской миндалины. Вблизи основного конуса вулкана Смбакасар видны ещё два вулканических конуса, образующих вместе с ним цепочку се-

ро-западного простирания. С одним из них связано более раннее, но, по-видимому, также голоценовое извержение, а второй имеет позднеплейстоценовый возраст.

Интерес представляют легенды и свидетельства поздних летописных источников о гибели в 735 г. в долинах рек Арпа и Ехегис городов Моз и Ехегис от сильного землетрясения и последовавших за ним извержений вулканов Вайоцсар и Смбакасар. Летописные первоисточники содержат информацию о произошедшем землетрясении и позволяют оценить его магнитуду $M_S \geq 7$. Как отмечено в разделе 6.2.3, землетрясение сопровождалось сейсмогенными оползнями и вызвало огромные разрушения в долинах рек Арпа и Ехегис и гибель более 15 000 человек. Извергались ли вулканы Вайоцсар и Смбакасар в связи с этим землетрясением, остаётся неясным, но возможным и требует детальной проверки.

6.3.3. Общие черты голоценового вулканизма Армянского нагорья

Структурную обусловленность голоценовых вулканических проявлений Армении целесообразно рассматривать на фоне новейшего (плиоцен-четвертичного) вулканизма, весьма характерного для Армянского нагорья и сопредельных территорий Турции и Ирана. Только в Армении зафиксировано более 500 вулканических центров этого возраста, представляющих широкое разнообразие типов извержений, строения и состава вулканов [Ширинян, 1962; Карапетян, 1966; Джрбашян и др., 1995]. В целом они служат проявлениями орогенного вулканизма, разнообразие которого обусловлено пестротой состава горных пород коллизионного пояса, вовлечённых в процессы магмообразования под действием глубинного тепломассопереноса (см. раздел 4.1).

Пытаясь объяснить структурную приуроченность новейшего вулканизма региона, мы сталкиваемся с двумя проблемами. Первая из них заключается в распространении новейшего вулканизма, где присутствуют черты как дискордантности, так и согласия по отношению к крупнейшим элементам новейшей структуры. Дискордантность проявляется в том, что область четвертичного вулканизма и вулканические центры охватывают территорию от Большого Кавказа (Эльбрус и Казбек) до Леванта (Сирия и Иордания), вытянутую поперек орогенического пояса (см. рис. 85). Вместе с тем область вулканизма расширяется в центральной части пояса, где обширные поля молодых вулканических пород и центры их извержений протягиваются от Центральной Анатолии до Северного Ирана согласно с простиранием новейших структур (рис. 166).

Вторая проблема – геодинамическая: коллизионный пояс находится в условиях общего сжатия, а вулканизм требует проницаемости коры, т.е. её растяжения. Проблема эта касается не только каналов поступления магмы на поверхность, но и пространства для формирования магматических очагов. Как показывают рисунок и характер смещений по активным разломам (см. разделы 2.1 и 2.3), Аравийская плита дрейфует к северу, и её перемещение обуславливает смещения по разломам, деформацию структурных зон и северный дрейф Малого Кавказа, вовлекающий в деформацию и смещения Большой Кавказ. Расчёт поля тензоров скоростей современной деформации по данным об активных разломах указывает на преимущественно субмеридиональное горизонтальное укорочение при субширотном удлинении, причём скорость деформации убывает к северу [Трифонов и др., 1997, 2002; Trifonov et al., 1999]. Будучи рассчитаны по смещениям вдоль выявленных активных разломов, эти скорости меньше пол-

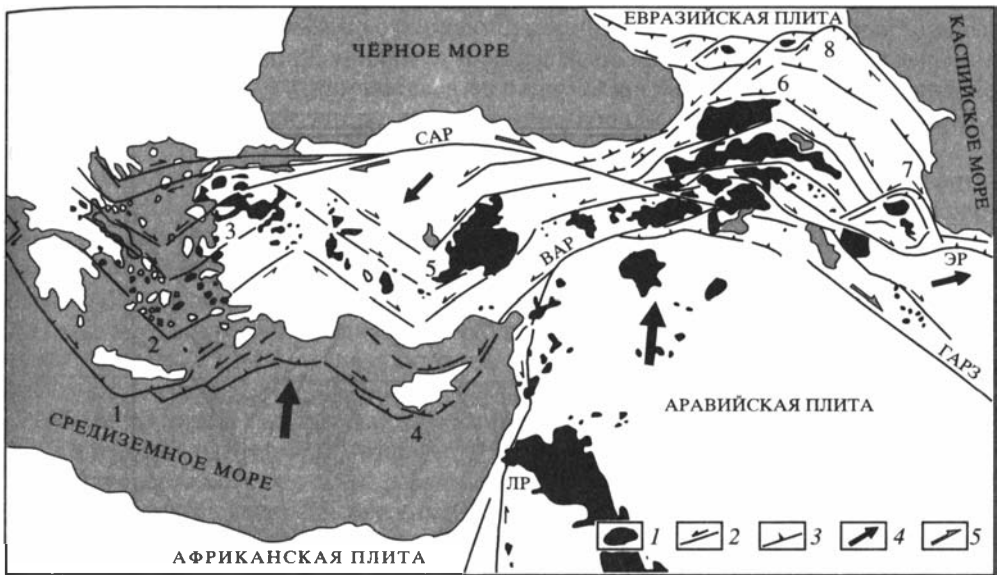


Рис. 166. Плиоцен-четвертичные разломы и вулканизм Анатолийско-Кавказского региона (составил А.С. Караханян)

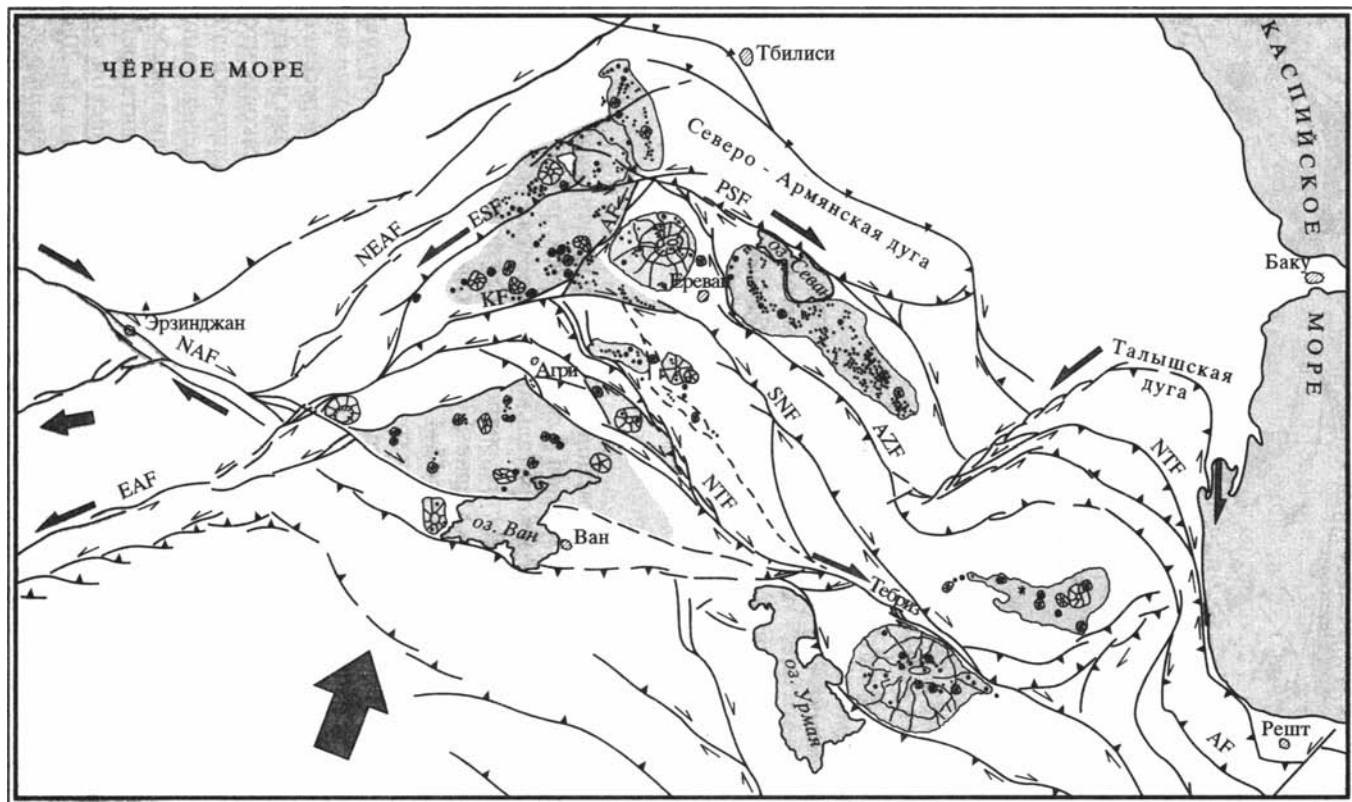
1 – плиоцен-четвертичные вулканические образования; 2 – сдвиг; 3 – надвиг или взброс; 4 – направление движения горных масс; 5 – направление сдвиговых перемещений






Fig. 166. Pliocene-Quaternary faults and volcanism of the Anatolian-Caucasus region (compiled by A.S. Karakhanian)

1 – Pliocene-Quaternary volcanic formations; 2 – strike-slip fault; 3 – thrust or reverse fault; 4 – direction of rock drift; 5 – direction of strike slip

ных скоростей современной деформации, поскольку не включают в себя деформационный эффект мелких разрывов и складчатости. С поправкой на их вклад рассчитанные величины удивлительно согласуются с результатами космогеодезических измерений скоростей современной деформации техникой GPS [McClusky et al., 2000; Трифионов, Певнев, 2002]. Согласно этим измерениям, скорости деформаций уменьшаются от 15–17 мм/год на северном фланге Аравийской плиты до первых миллиметров в год на Большом Кавказе.

Вместе с тем Северо-Армянская дуга активных разломов, очерчивающая Малокавказский синтаксис, находится несколько восточнее наиболее выступающего к северу участка Аравийской плиты, приходящегося на пересечение Северо-Анатолийской и Восточно-Анатолийской зон разломов. Они делят регион на четыре сектора, и направления перемещений по разломам таковы, что в южном и северном секторах происходит сжатие, маркируемое горно-складчатыми сооружениями Тавра и Понтида, а в западном и восточном – раздвижение. При этом и изучение активных разломов, и GPS-наблюдения выявили важное обстоятельство. От места пересечения зон разломов Анатолийская плита дрейфует к западу, что выражается правым сдвигом вдоль Северо-Анатолийской зоны. По данным изучения активной тектоники, скорость сдвига составляет 18–20 мм/год, а с учётом приразломной деформации, определяемой GPS-измерениями, достигает 25–30 мм/год, т.е. превосходит скорость северного дрейфа Анатолии и Малого Кавказа. Это создаёт в области пересечения дополнительное субширотное растяжение, и можно допустить, исходя из приведенных цифр, что Восточная



-  1
-  2
-  3
-  4
-  5

Анатолия и расположенное восточнее пересечения разломов Армянское нагорье в большей степени удлиняются и растягиваются в широтном направлении, чем укорачиваются и сжимаются в меридиональном. Такие условия, судя по унаследованному развитию разломов, существовали здесь, по меньшей мере, с плиоцена.

Возникающее избыточное (по сравнению с коллизионным сжатием) растяжение имело решающее значение для локализации в регионе плиоцен-четвертичного и, в частности, позднечетвертичного вулканизма. Конкретные проявления этой связи разнообразны. Она убедительно устанавливается для центров ареального вулканизма и мелких кратеров, осложняющих крупные вулканы. Для них неоднократно отмечались трещинный тип извержений [Innocenti et al., 1980; Yilmaz et al., 1998] и связь с разломами [Dewey et al., 1986; Karakhanian et al., 1997; Adiyaman et al., 1998; Трифонов и др., 1998; Карахян и др., 1999].

Один из типов такой связи представлен на Абул-Самсарском и Джвахетском нагорьях, где центры позднечетвертичных лавовых извержений тяготеют к меридиональным сбросам и раздвигам [Philip et al., 1989]. Они развиваются в условиях субширотного растяжения перед фронтом дрейфующих на север горных масс Малого Кавказа, ограниченных Североармянской дугой активных разломов (см. 4 на рис. 85) [Трифонов и др., 1997]. В Юго-Западной Сирии и Северной Иордании центры трещинных извержений приурочены к раздвигам и сбросам, опережающим Левантский сдвиг (см. раздел 4.3 и 1 на рис. 85).

Более распространённый тип связи – приуроченность вулканических центров к структурам типа pull apart в зонах крупных сдвигов. Она подробно описана для областей позднечетвертичного (вплоть до исторического) ареального вулканизма в зоне Ханарасарского правого сдвига (см. разделы 4.2 и 6.3.2). По существу тот же тип связи, но применительно к более крупной структуре pull apart, обусловил средне-позднеплейстоценовый (возможно, до раннего голоцена) вулканизм Гегамского нагорья. К этому типу генетически близки соотношения активных разломов и паразитических центров извержений на вулкане Арарат и хребте Агридаг. Там такие центры «нанизаны» на сбросо-сдвиги и сдвиго-раздвиги структуры «конского хвоста» северо-западного окончания правого сдвига Маку (см. раздел 6.3.1) и в целом находятся внутри более крупной миндалевидной структуры, где между Северо-Тебризско-Балыкгельской и Сардарпат-Нахичеванской правосдвиговыми зонами возникли условия растяжения (см. раздел 6.2.2).

Сложнее обстоит дело с определением структурной позиции крупных вулканов центрального типа. Вулкан Арарат располагается внутри упомянутой миндалевидной структуры (рис. 167). Обширная вулканическая область находится внутри Гегам-Варденисской миндалевидной структуры. Вероятно, первоначально крупный вулкан центрального типа располагался в её центре – в Варденисском хребте, где широко представлены ранне- и среднеплейстоценовые вулканические образования. В позднем плейстоцене вулканизм мигрировал к



Рис. 167. Структурная приуроченность крупных плиоцен-четвертичных вулканических центров Армянского нагорья (составил А.С. Карахян)

1 – сдвиг; 2 – надвиг или взброс; 3 – вулкан; 4 – вулканические образования; 5 – направление перемещения горных масс

Fig. 167. Structural position of major Pliocene-Quaternary volcanoes in the Armenian Upland (compiled by A.S. Karakhanian)

1 – strike-slip fault; 2 – thrust or reverse fault; 3 – volcanoes; 4 – volcanic formations; 5 – direction of the tectonic drift

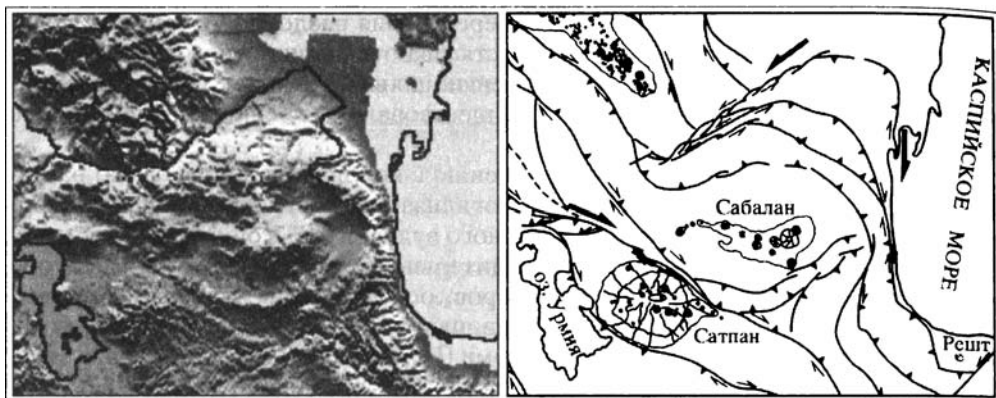


Рис. 168. Космическое изображение и его структурная интерпретация для вулкана Сабалан (составил А.С. Караханян)

Fig. 168. Space imagery of the Sabalan volcano and its structural interpretation (compiled by A.S. Karakhanian)

краям миндалины – в возникшие там структуры pull-apart, причём на востоке, в меньшей мере на юге, а, возможно и на северо-западе «миндалины» он продолжался в голоцене. К такой же миндалевидной структуре, возможно, приурочен и вулкан Тондурек.

Однако другие крупные четвертичные вулканы, например, Арагац (см. рис. 138 и 167) и Сабалан (рис. 168), не могли возникнуть в подобных условиях локального растяжения, поскольку эти вулканы расположены в ядрах структурных дуг, соответственно Малокавказской и Талышской. Не подходит предположенное объяснение и для группы вулканов перед фронтом Аравийской плиты севернее оз. Ван, где находится, в частности, Немрут, извергавшийся в 1441 г., а также для крупнейшего четвертичного вулкана Сатпан восточнее оз. Резайе и вулканов Восточной Анатолии. Там проницаемость земной коры достигалась иными способами. Так, локальное разуплотнение могло стать результатом неравномерного дрейфа горных массивов в условиях их вещественной гетерогенности. Одним из его проявлений был, как предполагает А.С. Караханян, продольный изгиб литопластин в мегаскладки с субвертикальными шарнирами, сопровождавшийся отслоением литопластин. Такой изгиб мог иметь место в горном массиве севернее оз. Ван. Структуры подобного типа известны и в Анатолии. При изгибе могли возникать нарушения типа «сломанных параллельных пластин» [Таумаз, Ейдодган, Яцсисиб, 1991], также приводившие к локальному растяжению. На востоке Анатолии и восточнее оз. Резайе оно могло явиться результатом разрушения массивов между параллельными сдвигами.

Независимо от конкретного механизма возникновения локальных магмопроницаемых структур Армянского нагорья они были проявлением его общего субширотного растяжения и служили магмовыводящими каналами. Вместе с тем некоторые из перечисленных механизмов растяжения могли затрагивать и зоны потенциальной генерации магм на глубинах более 30 км, приводя там к частичному плавлению горных масс, возможно, усиленному местами притоком вещества аномальной мантии. Такая поперечная к орогеническому поясу глубинная аномальная зона могла протягиваться от Эльбруса к Леванту, и состав вулканических продуктов, выплавлявшихся в её магматических очагах, зависел от

состава пород на глубинах магмогенерации, изменяясь от дацитового на Эльбурсе до базальтового в Леванте (см. раздел 4.1). Широкая полоса преимущественно андезитового вулканизма в осевой части орогенического пояса приурочена к области распространения мезозойской океанической коры и аллохтонных срединных массивов, вероятно, покоящихся на подобном палеоокеаническом основании. Будучи погруженной в ходе субдукции, эта кора в локальных условиях растяжения могла подвергнуться частичному плавлению и стать источником плиоцен-четвертичного вулканизма.

Приведённые выше результаты исследований определённо доказывают голоценовую и историческую вулканическую активность территории Армении и сопредельных частей Армянского нагорья (табл. 8), что позволяет ставить вопрос о наличии здесь современной вулканической опасности.

Армянские летописи, ведущиеся с III в. н.э., фиксировали и подробно описывали многие природные явления на территории Восточной Анатолии, Транскавказия и Северного Ирана. Летописи являются надёжным источником для оценки не только исторической сейсмичности [Ambraseys, Melville, 1982; Ambraseys, 1975; Berberian, 1997], но и вулканизма. Во многих работах сообщается об извержении вулкана Немрут 1441 г. [Oswalt, 1912; Tchalenko, 1977; Yilmaz et al., 1998]. Ниже, как пример точной и реалистической фиксации летописями многих деталей природных явлений, приводится полный текст армянской летописи, свидетельствующей со слов очевидцев об этом извержении:

«В год 1441 гора Немрут, расположенная между городами Хлат и Багеш, внезапно загремела, как страшная гроза, содрогнулся весь край, ибо они увидели, как широкая трещина разверзла гору и из места разрыва извергался мгlistый дым и испускающее зловоние пламя. Дети заболели от этого запаха, а камни закипели от жгучего пламени, с громовыми раскатами вылетели в небо огромные камни в пять кангунов весом, пламя это было видно на расстоянии двух дней пути. От этого грома дрожал город Хлат. Гора разверзлась, образовала огромную пропасть, а камни на вершине, вскипев и растаяв, слиплись друг с другом, и длилось это много лет» [ЛХП, 1955, с. 518, 546, 581].

М. Берберян [Berberian, 1994] привёл записи древнейшего дохристианского армянского эпоса о Ваагне, сделанные Мовсесом Хоренаци в 466 г. н.э., как пример фиксации в поэтической форме вулканического извержения. В дополнение цитируем ранее не известные естествоиспытателям данные из армянских летописей, которые свидетельствуют о вулканических явлениях или могут интерпретироваться как таковые:

«Армянские горы сначала отдалились друг от друга, а потом опять сблизилась с ужасным грохотом, и при этом исторгался огонь и дым, а после пришли в прежнее состояние» (Св. Епрем Эдесский, 341 г.н.э.; место случившегося неизвестно).

«Горящие на горах огни давно потухли, но на заре истории нашей они еще дымились, как гласят дошедшие до нас, чад христианских, языческие легенды» (IV в. н.э.; скорее всего, речь идет о вулкане Арабат).

«В 1111 году в Армении, в провинции Васпуракан (Ван) зимой, глубокой ночью разверзся небесный свод и пролился огонь в озеро Ван. Волны со страшным шумом нахлынули на берег. И воды, и суша содрогнулись с ужасным грохотом. Воды озера окрасились в красный цвет. Пламя разорвало твердыню бездн. Наутро люди увидели, что множество рыбы издохло. Смерд заполнил всё вокруг. Землю во многих местах прорезали очень глубокие расщелины» (*Матевос Урхаеци*. Хроники; *Смбат Снапанет*. Летопись).

На историческую активность указывает и армянская топонимика многих молодых вулканов Армянского нагорья. Так, Цхук (Сюникское нагорье) – по-армянски дымящий, Каркар (там же) – гремящий; Порак (Варденисский хребет) – утроба; Вайоцсар (Варденисский хребет) – гора воплей беды; Тондурек (севернее оз. Ван) – подземная печь для выпечки хлеба.

Таблица 8. Исторические вулканические извержения на территории Армении и сопредельных регионов (составил А.С. Караханян)

№	Дата	Вулканы	φ	λ	Характер вулканической активности	Сопутствующие геологические опасности			A _C D
						Земл.	L _{SR}	Оп.	
1	Конец V – нач. IV тыс. до н.э.	Порак	40°01′	45°47′	Извержение лав	M ≥ 7,3	>30	+	B a, r
2	Первая пол. IV тыс. до н.э.	Цхук-Каркар	35°44′	46°01′	Извержение лав	M ≥ 7,3	>30	+	A a, r
3	Сер. III тыс. до н.э.	Арарат	39°42′	44°18′	Извержение туфо-лав				A a
4	Ок. 780 г. до н.э.	Порак	40°01′	45°47′	Извержение лав	M ≥ 7,3	>30	+	B a, i
5	I–IV века н.э.				Извержение лав				C i
6	I–IV века н.э.	Арарат	39°42′	44°18′	Извержение				C i
7	735 г.	Вайоцсар Смбатасар	39°48′ 39°57′	45°30′ 45°20′	Извержение лав	M ≥ 7,0	>10	+	C i
8	1111 г.	оз. Ван	38°40′	43°00′	Извержение, газовый выброс	M ≥ 6,5			A i
9	1441 г.	Немрут	38°37′	42°13′	Извержение лав				A i
10	1783 г., 3.01 1783 г., 2.02	Арарат	39°42′	44°18′	Извержение				C i
11	1840 г., 2.07	Арарат	39°42′	44°18′	Фриотическое извержение, газо-пепловый взрыв	M = 7,4	72	+	A i

Земл. – землетрясение; L_{SR} – длина сейсмогенного разрыва на поверхности в км; Оп. – оползни; A_C – надежность определения (accuracy code): A – очень уверенно; B – уверенно; C – неуверенно; D – данные: a – археологические; r – радиоуглеродные; i – исторические

Есть пока ещё весьма гипотетические основания предполагать голоценовую и даже историческую вулкано-тектоническую активность в ряде мест Араратской долины (Сардарпатский вал, вулкан Давтиблур, возможные фриотические кратеры возле Эчмиадзина и в среднем течении р. Аракс), а также на вулкане Арагац, на севере Гегамского и в центре Сюникского хребтов.

В большинстве случаев исторические вулканические явления сопровождались резкой тектонической и сейсмической активизацией разломов. Накапливавшиеся в них тектонические напряжения снимались сильными землетрясениями. Исследования, выполненные нами в районе Арарата, на Сюникской и Поракской структурах pull apart показали, что вулканические извержения сов-

падали (в пределах точности определений) с сильнейшими землетрясениями региона.

Известно, что эксплозивные извержения сопровождаются сейсмическими событиями, но такие собственно вулканические землетрясения неглубоки и имеют небольшой ареал воздействия. В рассматриваемых случаях речь идёт о существенно более сильных землетрясениях с магнитудой $M_s \geq 7$. Выявленная последовательность событий показала, что Араратское землетрясение 1840 г. предшествовало, хотя и не намного, вулканическим проявлениям. Великое Минойское извержение середины II тысячелетия до н.э. и извержение Везувия 79 г., погубившее Помпеи и Геркуланум, также следовали за сильными землетрясениями (см. раздел 4.4). Поэтому мы предполагаем, что и в других рассмотренных случаях сильное сейсмическое событие предшествовало вулканическому. Активизированные при сильном землетрясении разломы вспарывали кровлю вулканического очага, что приводило к извержениям, после которых наступало затишье до следующего подобного землетрясения.

Таким образом, ряд экстремальных природных явлений – сильные землетрясения, извержения вулканов, огромные оползни – оказываются взаимосвязанными и образуют единый комплекс природных опасностей. Интегрируясь, они во много раз усиливают катастрофический эффект в виде как физического, так и психологического воздействия на людей и общество в целом.

6.4. ПРОИСХОЖДЕНИЕ И ГОЛОЦЕНОВАЯ ИСТОРИЯ ОЗЕРА СЕВАН

В происхождении Севана следует различать два аспекта: возникновение впадины и заполнение её водой. Возникновение впадины связано с развитием Гегам-Варденинской миндалевидной структуры, центральная и южная части которой оказались переполненными продуктами вулканических извержений, а на севере сохранялось гипсометрическое понижение (см. рис. 138, 143). В этом смысле положение впадины оз. Севан в Гегам-Варденинской «миндалине» аналогично положению впадины оз. Карагель на севере Сюникской структуры pull-apart (см. рис. 87). Различия северной и более южных частей «миндалины» проявились ещё на ранних стадиях их развития. На Вардениском, Гегамском и Сюникском нагорьях древнейшие обнаруженные следы новейшего вулканизма того же типа и структурного положения, что и в позднем плейстоцене и голоцене, относятся к среднему, а, возможно, даже раннему плейстоцену. На берегах Севана обнаружены озёрные отложения того же возраста (см. рис. 145). Таким образом, современное оз. Севан заполняет тектоническую впадину, положение которой предопределено предшествовавшим развитием и наследует его долговременную тенденцию.

Сложнее обстоит дело с заполнением озера водой в голоцене. Его естественным стоком является единственная река – Раздан, долина которой в её среднем и нижнем течении заложилась не позднее среднего плейстоцена [Милановский, 1968]. Согласно Т.А. Асланяну, озеро возникло в самом конце плейстоцена или начале голоцена из-за подпруживания долины Раздана большим лавовым потоком вулкана Лчасар-Мец – среднего в группе из трёх вулканов на северо-западном окончании Гегамского нагорья. Однако выполненные авторами в 2000 г. исследования дали несколько иной результат.

Указанный лавовый поток действительно преградил долину в двух местах: в 0,8 км северо-восточнее восточной окраины с. Думашен и выше по течению – непосредственно к югу от с. Цахкунк. В первом случае поток достигает подно-

жий небольшого более древнего шлакового конуса, расположенного на противоположном, северо-восточном, склоне долины. Выше этой запруды на берегу Раздана нами описан 8-метровый разрез. Его верхняя часть (1 м) сложена горизонтально слоистым песком. Ниже залегают суглинки с многочисленными прослоями песка (до гравелита), а в нижней части также редкими и тонкими прослоями вулканического пепла. Песчано-гравийные слои горизонтально слоисты, но в их нижней части отмечена волнистая слоистость со следами взмучивания осадка. Описанные отложения накопились в запрудном озере. Почти полное отсутствие органики и следы взмучивания свидетельствуют о высокой скорости осадконакопления и, возможно, холодном климате.

Во втором случае запрудно-озёрный характер осадков менее очевиден: они представлены неслоистым суглинком мощностью не менее 1,5 м. Но поверхность долины выше лавового потока представляет собой обширную почти горизонтальную аккумулятивную равнину, форма которой свидетельствует о подпруживании достаточно определённо.

Обе запруды не были причиной заполнения Севанской котловины водой до её современного уровня. Сейчас уровень Севана возле истока Раздана – 1898,5 м, а до 1948 г., когда началось его техногенное понижение в результате создания Разданского гидроузла, он был на 16 м выше. Аккумулятивная равнина выше верхней запруды находится на высоте около 1835 м, а кровля суглинков, которые вскрыты на поверхности равнины – не более 1840 м. Урез воды в Раздане возле нижней запруды находится на высоте около 1805 м, а кровля озёрных отложений непосредственно выше запруды – не более 1815 м. Следовательно, подпруживание долины лавовым потоком не могло быть источником подпруживания Севана. Северный язык лавового потока подпрудил правый приток Раздана с Памбакского хребта – р. Урагет, а южный язык (ниже по течению) – другой приток, спускавшийся с того же хребта от горы Пирдач (выс. 2405,3 м). Что же подпрудило в таком случае Севан?

На протяжении почти 7 км от истока Раздан течёт практически по горизонтали. Его русло, как и дно Севана возле истока Раздана, сейчас постоянно заливается и искусственно углубляется, что хорошо видно в г. Севан и расположенном непосредственно ниже по течению с. Варсер. Ниже, начиная с западной окраины Варсера, уровень русла Раздана на протяжении 1 км понижается более, чем на 50 м. Далее, между с. Гегамаван и с. Цахкунк, в пределах аккумулятивной равнины, расположенной выше верхней запруды, на протяжении нескольких километров русло врезается не более, чем на 5 м, а затем, к нижней запруде, понижается ещё на 28 м. На всём протяжении от истоков до нижней запруды русло Раздана остаётся относительно слабо врезанным, долина неглубока и в этом смысле несравнима с её продолжением ниже по течению. Таким образом, исток Раздана представляет собой молодое тектоническое поднятие, рост которого и привёл к подпруживанию и заполнению водой Севанской котловины. Впервые такое предположение высказал Л.А. Варданиянц [1948], а Е.Е. Милановский [1953, 1968] подтвердил его, описав в верховьях р. Раздан Чирчирское поперечное поднятие.

Северо-восточной границей поднятия является активный разлом, который назовём Цамакабердским. Он ответвляется возле с. Семеновка на юго-восток от основной ветви Памбак-Севанского разлома, продолжающейся на северный берег Севана и служащей там тектоническим ограничением его впадины. Ответвляющийся разлом (рис. 169) на северном склоне Памбакского хребта южнее с. Цовагюх (в пункте 40°36'41,5 с.ш.; 44°56'17,8" в.д.) выражен пологой ложбиной с поднятым юго-западным бортом. В русле пересекающего разлом овра-



Рис. 169. Активные разломы района Малого Севана и его западного обрамления (составили А.С. Карахянян и В.Г. Трифонов)

Цифрами обозначены: 1 – главная ветвь Памбак-Севанского разлома; 2 – Цамакабердский разлом

Fig. 169. Active faults of the Lesser Sevan and its western surrounding (compiled by A.S. Karakhyanian and V.G. Trifonov)

Numerals in the map: 1 – main branch of the Pambak-Sevan fault; 2 – Tsamakaberd fault

га под слоем почвы и суглинка мощностью в десятки сантиметров слой щебня опущен в северо-восточном крыле разлома на 20 см. Долины мелких оврагов, спускающихся с Памбакского хребта, не находят непосредственных продолжений в северо-восточном крыле разлома. Анализ аэрофотоснимков и детальной топографической карты показывает, что более крупные долины смещены вправо на десятки метров.

Приведённые данные определяют разлом как правый сдвиг с вертикальной компонентой движений, причём поднято юго-западное крыло. В позднем голоцене, судя по сглаженности разломного уступа и отсутствию чётких смещений мелких оврагов, значительных подвижек по разлому не было.

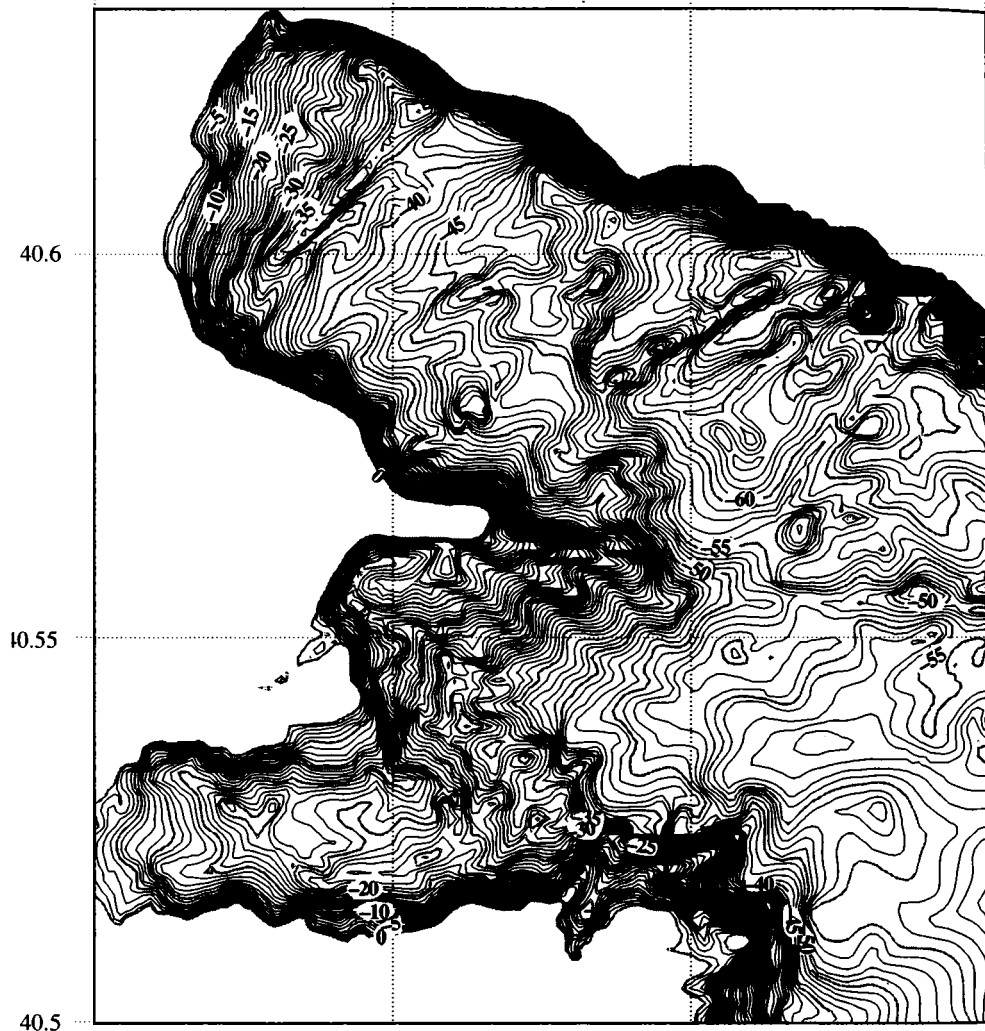


Рис. 170. Батиметрия Малого Севана, показывающая подводное продолжение Цамакабердского разлома

Fig. 170. Bathymetry of the Lesser Sevan, showing underwater continuation of the Tsamakaberd fault

Юго-восточнее разлом пересекает восточный отрог Памбакского хребта. На водоразделе ($40^{\circ}34'20,7''$ с.ш.; $44^{\circ}58'29,9''$ в.д.) он выражен небольшой ложбиной, переходящей на юго-востоке в прямолинейный узкий овраг. Ниже, на склоне хребта, поднятие юго-западного крыла фиксируется сглаженным уступом в днищах пересекаемых мелких оврагов. Юго-восточнее с. Цамакаберд разлом уходит в залив Севана. На дне залива разлом представлен уступом с поднятым юго-западным крылом (рис. 170). На южном берегу Севана он, вероятно, смыкается с зоной разлома Камо.

Итак, истоки Раздана представляют собой молодое горстообразное поднятие северо-западного простираения с чётким разломным северо-восточным от-

раничением. На юго-запад поверхность горста понижается, причём на фоне плавного понижения выделяется юго-западнее с. Варсер участок более резкого наклона поверхности, возможно, образованного флексурой. Границей наклонённого от Цамакабердского разлома блока является Мармарикский разлом, следующий вдоль нижнего течения р. Мармарик, правого притока Раздана, и теряющийся юго-восточнее в раннеголоценовых продуктах извержений вулканов Лчасар-Мецской группы. Судя по очевидным признакам подъёма юго-западного крыла и ориентировке борозд скольжения на одной из ветвей разлома, вскрытой на правом берегу Мармарика в 5 км выше с. Джрарат и наклонённой под углом $80 \pm 5^\circ$ ЮЗ, разлом является правым взбросо-сдвигом.

Интересные наблюдения были сделаны на левобережье истоков Раздана в 1 км южнее с. Цамакаберд в придорожных обрывах шоссе Ереван–Дилижан. Здесь снизу вверх описан следующий разрез:

1. Рыхлый пепловый туф с мелкими обломками шлака. Следы слоистости и перемыва отсутствуют. Видимая мощность – до 1 м.

2. В северо-западном обрыве шоссе, т.е. ближе к современному руслу Раздана – чередующиеся горизонтально слоистые рыхлый песчаник и ракушняк, в котором преобладают обломки гастропод. Нижние 0,15 м слоя представляют собой уплотнённый перемытый туф с линзочками ракушняка. Общая мощность – до 0,5 м. На противоположной стороне дороги, т.е. на расстоянии 20 м, мощность песчано-ракушняковых отложений возрастает до 1 м. В нижней части слоя встречены перемытые кости млекопитающих. Ещё дальше на юго-восток на протяжении десятков метров мощность этих озерных отложений достигает 2,5 м. Проба ракушняка, взятая на юго-восточной стороне шоссе в 15–20 см от основания слоя, дала радиоуглеродный возраст 5540 ± 90 лет [4460–4270 гг. до н.э.] (ГИН-10995а).

3. В северо-западном обрыве шоссе – косослоистый песчано-галечный аллювий с редкими мелкими обломками раковин; 2–2,5 м. На противоположной стороне шоссе мощность аллювия падает до 1,7 м, а ещё юго-восточнее – до 1 м. При этом проявления косой слоистости и размер гальки уменьшаются.

Описанный разрез находится в нескольких метрах выше современного уровня воды в Севане и до техногенного падения уровня во второй половине XX в. целиком покрывался водами озера. Разрез свидетельствует о том, что в атлантический оптимум его уровень был близок к современному и истоки находились там же, где сейчас. Вместе с тем невыработанность долины Раздана выше лавовой запруды и отсутствие здесь допозднеплейстоценового вреза дают основание предположить, что до последнего оледенения истоки Раздана могли находиться восточнее и сейчас скрыты позднечетвертичными лавами. Во время оледенения уровень озера понизился более, чем на 50 м [Милановский, 1953]; оно, если существовало, то было бессточным, и низовья Раздана питались лишь водами его притоков. Уровень озера стал повышаться в процессе дегляциации, но, поскольку прежний сток был невозможен, он продолжал подниматься до тех пор, пока не преодолел в самом низком месте возникшую к этому времени тектоническую перемычку, где начал прорабатываться современный исток Раздана.

На примере бассейна Севана и расположенных к югу от него вулканических нагорий наглядно проявились соотношения климатических изменений [Саядян, 1983, 1985] и вулкано-тектонических событий, отразившихся на уровне озера и оказавших воздействие на социально-экономическое развитие населения.

В эпоху дегляциации уровень Севана стал подниматься. Торфяники Гили с радиоуглеродным возрастом 11800 ± 500 лет [вторая половина XIII–XII тысячелетия

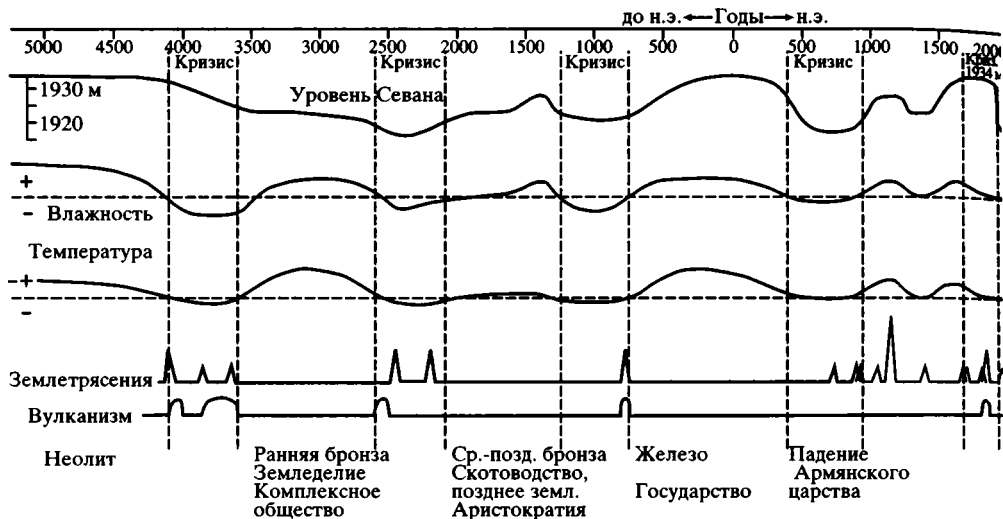


Рис. 171. Сопоставление климатических, вулканических, сейсмотектонических и культурных событий в районе оз. Севан (составили В.Г. Трифонов и А.С. Караханян)

Fig. 171. Correlation of the climatic, volcanic, seismotectonic and cultural events in the Sevan Lake region (compiled by V.G. Trifonov and A.S. Karakhanian)

летия до н.э.] свидетельствуют о существовании восточнее современной береговой линии затоплявшегося озёрными водами болота. Его уровень был лишь на 5 м ниже максимального уровня озера в начале XX в. В бореале уровень озера оставался высоким и несколько понизился лишь в VIII тысячелетии до н.э., что Ю.В. Саядян связывает с наступившим потеплением.

В ранней атлантике озеро трансгрессировало вновь, что подтверждается датировками озёрных отложений, как приводимой Ю.В. Саядяном (6270 ± 110 лет [5350–5060 гг. до н.э.]), так и полученной нами в упомянутом выше разрезе [4460–4270 гг. до н.э.] (рис. 171). Возможно, тогда уровень озера достиг максимальных отметок (рис. 172). Климат был влажнее и, вероятно, теплее современного. В лесном поясе Севанского бассейна были представлены ель, сосна, береза, ольха, граб и дуб. Открытые места характеризовались лебедовыми и разнотравьем. Среди обитателей лесов упомянем благородного оленя, медведя, куницу.

Конец V и первая половина IV тысячелетий отмечены резким сокращением распространения ели и березы, а среди трав – увеличением роли полынных и лебедовых; более разнообразным стало разнотравье. По-видимому, эти изменения явились результатом некоторого иссушения климата. Началась регрессия Севана. Эта же эпоха характеризовалась тектоно-вулканической активизацией зоны Ханарасарского разлома. В конце V тысячелетия происходят сильное ($M_S = 7,3$) землетрясение и извержение в Поракской структуре pull-apart (см. раздел 6.3.2), а к первой половине IV тысячелетия относятся одно или два землетрясения с $M_S > 7$ и связанные с ними извержения II и III генераций голоценовых лав в Сюникской структуре pull-apart (см. раздел 4.2). Выделяется эпизод полного исчезновения лесов на юго-восточном побережье Севана, вероятно, связанный с лесными пожарами при извержениях.

Именно к этой эпохе относится энеолитическая культура ранних скотоводов и охотников, создавших вторую генерацию петроглифов Сюника. Они раз-

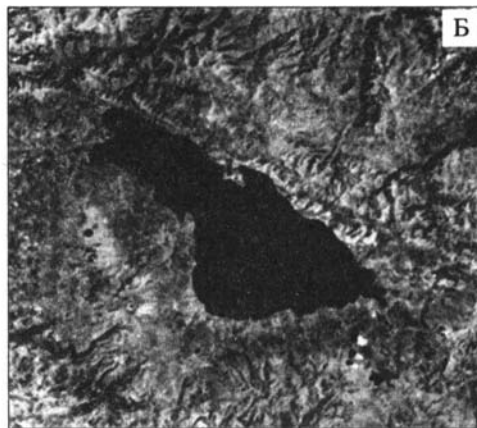
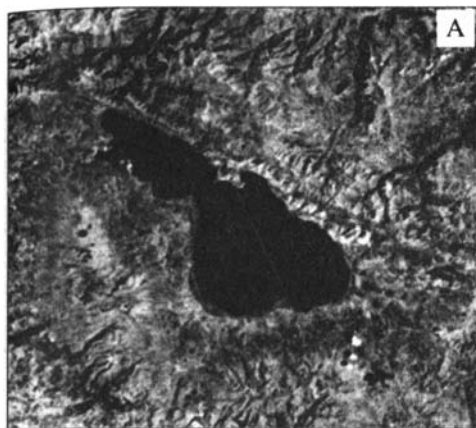


Рис. 172. Современное (А) и расчётное в эпоху ранней атлантики (Б) положение береговой линии оз. Севан (составил А.С. Караханян)

Fig. 172. Recent (А) and calculated for Earlier Atlantic (Б) position of the Sevan coastal line (compiled by A.S. Karakhanian)

водили не только крупный и мелкий рогатый скот, но и лошадей, и использовали их как для верховой езды, так и в качестве тягловой силы колёсных повозок (см. разделы 6.1.1 и 6.1.4). В более общем культурно-историческом плане рассматриваемая эпоха была для Армении временем перехода от неолита к ранней бронзе.

В последующую эпоху климат был теплее и влажнее современного, хотя уровень Севана оставался пониженным. В лесах преобладала сосна. Значительно увеличился состав трав, в том числе осоковых и разнотравья. В это благодатное время в Закавказья и в том числе в долинах и на низкогорных плато Армении развивалась земледельческая КУАК, представлявшая высшую форму раннего комплексного общества. В зрелую фазу КУАК распространяется в бассейн Севана, причём на его южном побережье носит отпечаток взаимодействия с культурой полукочевых скотоводов, населявших Сюникско-Вардениское и, возможно, Гегамское нагорья и оставивших ранние курганные погребения (см. раздел 6.1.4).

В конце зрелой фазы КУАК намечаются признаки иссушения и некоторого похолодания (до современного уровня), достигшие максимума в беденскую фазу (XXVI–XXII вв. до н.э.) и в Присеванье проявившиеся в возрастании доли ксерофитных трав. Севан испытывает максимальную регрессию. Одновременно происходит вулcano-тектоническая активизация, начало которой отмечено извержением Араарата, продукты которого перекрыли и, вероятно, прекратили существование поселения зрелой фазы КУАК у его северо-западных подножий (см. раздел 6.3.1). Два следовавших друг за другом сильных землетрясения ($M_5 = 7,2-7,3$) выявлены в Памбак-Севанской зоне разломов северо-западнее Севана (см. раздел 6.2.1). В коллювиальных клиньях обоих землетрясений найдена беденская керамика, причём первое из них разрушило поселение того времени.

В беденскую фазу происходят деградация и распад КУАК, на смену которой приходят среднебронзовые курганные культуры полукочевых скотоводов, представлявшие новый военно-аристократический путь развития. С их появлением связан переход части сократившегося земледельческого населения к скотоводству.

Эти изменения определили историческое развитие региона в течение всего среднебронзового века, когда климатические условия несколько улучшились, но оставались близкими к описанным. Заметное увлажнение происходит в середине II тысячелетия до н.э., когда доля ксерофитных трав уменьшается, а в лесах господствует сосна с примесью широколиственных. Импульс культурного строительства представлен появлением лчашен-мецаморской культуры. В Присеванье она характеризуется преимущественным развитием скотоводства, но её быстрое распространение в Араратскую долину приводит к освоению носителями культуры земледелия и ремёсел, новому культурному расцвету и появлению протогосударственных образований. Ранние лчашенские погребения сооружались ещё при низком уровне Севана, но позднее происходит его подъем, фиксируемый нижней частью трансгрессивного комплекса Севана с радиоуглеродной датой 3180 ± 130 лет [1600–1300 гг. до н.э.] [Саядян, 1985].

Ситуация вновь изменяется в XIII–VII вв. до н.э. Севан регрессирует. Климат становится суше современного, что фиксируется значительным возрастанием доли ксерофитных трав и сокращением лесов с преобладанием сосны в их оставшейся части. Конец эпохи (начало VIII в.) отмечен сильным землетрясением ($M_S = 7,2$) и одним или двумя извержениями в Поракской структуре pull-apart (см. раздел 4.3.2). В культурно-историческом отношении эпоха представляет переход от поздней бронзы к раннему железу, а её заключительная фаза отмечена урартским завоеванием Армении.

Затем, с VII в. до н.э. по V в. н.э., климат становится теплее и влажнее современного. Побережья покрываются густыми лесами из дуба, граба, ели, березы и ольхи. В лугах понижается доля ксерофитов, а разнотравье достигает большого разнообразия. Происходит трансгрессия Севана. Из осадков озера, где значительной становится доля диатомового планктона, получены радиоуглеродные даты 2090 ± 70 и 2020 ± 120 лет [II в. до н.э. – I в. н.э.] [Саядян, 1985]. Именно в эту эпоху возникает и достигает высшего могущества Древнеармянское государство. В 301 г. страна принимает христианство.

В V–X вв. вновь происходит иссушение и похолодание примерно до современного состояния. Количество лесов уменьшается, причём широколиственные постепенно замещаются сосной. Возрастает доля ксерофитных трав. Севан регрессирует до уровня 1990 г. Конец эпохи отмечен серией землетрясений с магнитудами около 7: Вайодзорскими 735 г. и 906 г. и Двинским 893 г. Ещё в начале эпохи (в 480 г.) Древнеармянское государство теряет самостоятельность, а позднее становится объектом опустошительных набегов варваров.

Следующая трансгрессивная фаза Севана приходится на X–XIII вв. Климат становится теплее и влажнее современного. В лесах господствуют дуб и бук при существенном уменьшении доли сосны. В лугах преобладают злаковые, осоковые и разнообразные виды разнотравья. В озере возрастает содержание диатомового планктона. Собственно в бассейне Севана геодинамическая обстановка спокойная, хотя в соседних районах происходят сильные землетрясения: в Ани в 1064 г. ($M_S = 7$) и в Гяндже в 1139 г. ($M_S = 7,5$). На фоне относительного социального благополучия развиваются общественные отношения средневековья.

В XIII–XV вв. происходит очередное иссушение и похолодание примерно до современного уровня. Уменьшается количество лесов, где начинает преобладать сосна, и кустарников. Уровень озера падает, а содержание диатомового планктона в его осадках уменьшается. В 1404 г. происходит сильное ($M_S = 7$) землетрясение в Сюнике. Эпоха отмечена культурным упадком, показателем которого в бассейне Севана явился тот факт, что осушенные регрессией части побережий не использовались как пахотные земли.

С XV в. до начала XX в. климат сначала становится более тёплым и влажным, чем сейчас, что проявляется в разрастании площади лесов с дубом, буком и ивой, уменьшении доли ксерофитных трав и повышении содержания диатомового планктона в осадках озера. Уровень озера достигает максимальной (1934 м) отметки. В XIX–XX вв. происходит постепенное иссушение и похолодание до современного уровня, чему способствует интенсивная вырубка лесов, где возрастает доля сосны. Среди луговых растений увеличивается доля ксерофитных трав. Эпоха отмечена сильными ($M_S = 7$) землетрясениями: Гарнийским (1679 г.), Зангезурским (1696 г.) и Цахкадзорским (1827 г.). На побережьях озера усиливаются хозяйственная активность и вместе с ней давление на природную среду.

В 1948–1958 гг. происходит техногенное понижение уровня Севана на 12 м, а затем ещё на 6 м, так что в летние сезоны озеро становится бессточным. В нём резко уменьшается содержание диатомового планктона. Лишь в последнее время уровень озера был стабилизирован, и количество диатомового планктона стало возрастать. Вторая половина XX в. отмечена ростом населения (втрое по сравнению с 1926 г.) и увеличением площади пахотных земель. Усиление хозяйственной деятельности привело к загрязнению озера отходами. Из-за него и хищнического улова традиционных видов рыб наиболее ценные из них стали исчезать, и озеро заселялось новыми видами. В последние годы, с распадом СССР и отчасти в связи со Спитакским землетрясением 1988 г. ($M_S = 7$), хозяйственная активность несколько спала, но антропогенное давление на природную среду региона остаётся высоким.

Таким образом, в средне- и позднеголоценовой истории Севанского региона выделяются эпохи ухудшения и улучшения природных условий. Первые отмечены иссушением климата, некоторым похолоданием, регрессией Севана, а наиболее заметные из них (конец V – первая половина IV тысячелетий до н.э.; XXIV–XXII вв.; XIII–VIII вв. до н.э. и V в. – начало X в. н.э.) – также усилением тектоно-вулканической активности. Эти эпохи были переломными в культурно-историческом развитии региона. Эпохи второго типа отличались более влажными и нередко более тёплыми условиями, геодинамической стабильностью и обычно сопровождалась трансгрессиями Севана. В эти эпохи в регионе и соседних областях на фоне относительного социального благополучия происходило развитие экономики и интенсивное культурно-политическое строительство.

6.5. АКТИВНАЯ ТЕКТОНИКА И СУДЬБА ДРЕВНИХ СТОЛИЦ АРМЕНИИ

После крушения Урарту (590 г. до н.э.) в середине VI в. возникает Древнеармянское государство, зависевшее вначале от Персидской державы. Первой его столицей стал Армавир. Он располагался на Сардарapatском валу и омывался с юга протоками р. Аракс. В 220–200 гг. до н.э. в результате катастрофических подвижек в зоне Сардарapat-Нахичеванского разлома Аракс откатился к югу. От прежнего русла лишь фрагментарно сохранились заболоченные старицы (рис. 173). В связи с этим установленным событием приобретает новый смысл следующая фрагмент из «Географии» Страбона [1964, с. 500]:

«Передают, что в древности армянский Аракс в своем стремительном течении с гор разлился на широком пространстве нижележащих равнин и, не имея выхода, образовал море. Ясон же пробил расселину в скале по образцу Темпейской долины, через которую теперь воды реки низвергаются в Каспийское море. Вследствие этого высохла равнина Араксены, по которой река течет до её крутого впадения в море».

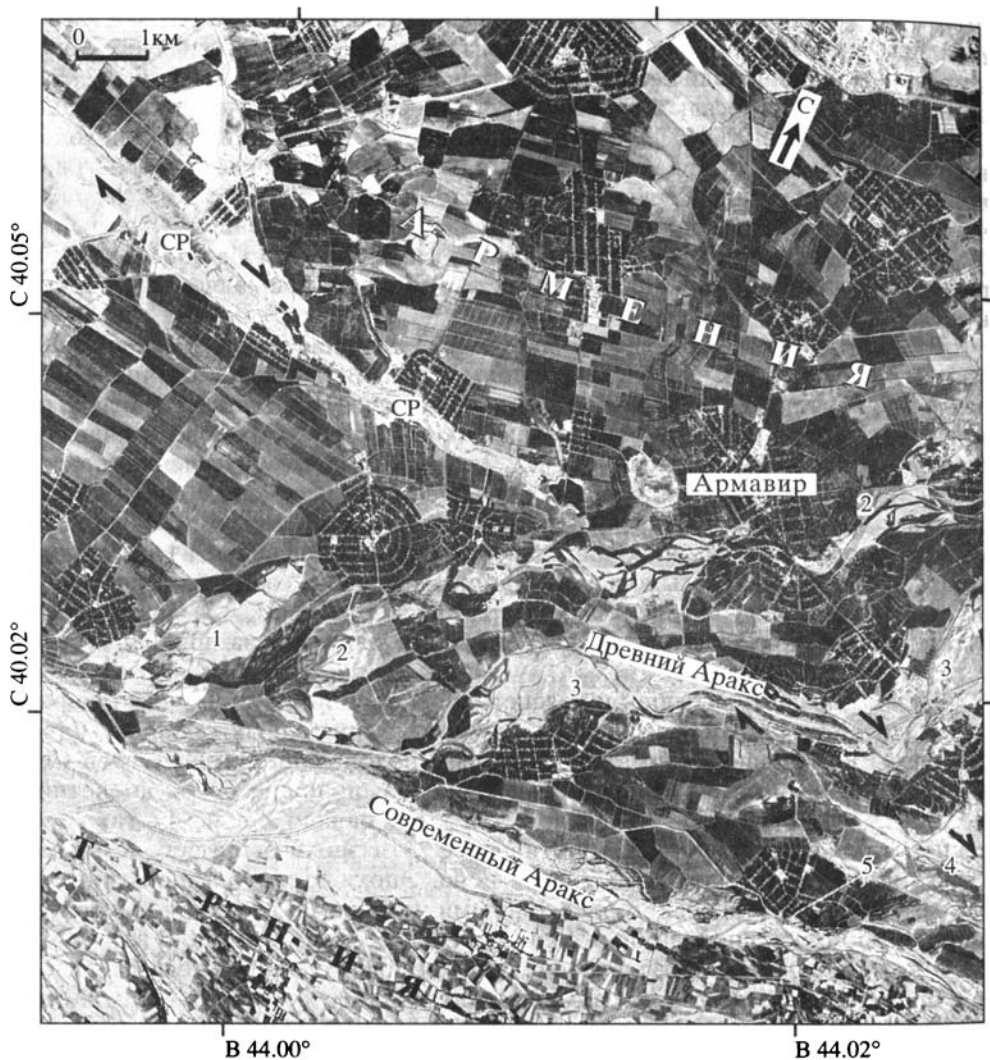


Рис. 173. Космический снимок CORONA северной части Араратской депрессии (см. SF на рис. 138). Видны реликты исторических русел р. Аракса, мигрировавшего к югу в результате проявлений активности Сардарапатского разлома (SF)

Fig. 173. Space imagery CORONA of the northern part of the Ararat basin (SF in fig. 138). There are seen relicts of the historical channels of the Araks River which migrated to the south because of activity of the Sardarapat fault (SF)

Мы не располагаем сведениями, сопровождалась ли эта катастрофа сейсмическими событиями, но подрыв прежней системы водоснабжения и заболачивание местности привели к переносу столицы теперь уже независимого государства на западное продолжение той же зоны – в Ервандашат. Его район был обильно увлажнён, о чем свидетельствуют находки больших камней грузил в окрестностях города и многочисленные остатки построек и оград вдоль русел ныне сухих речек (рис. 174). Некие природные события I в. до н.э. – I в. н.э. привели к резкой аридизации района, и сейчас это один из



Рис. 174. Пересохшие водотоки и развалины построек в окрестностях Ервандашата – второй столицы Армянского царства (фото А.С. Караханяна)

Fig. 174. Dry channels and ruins of constructions in the area of Ervandashat – the second capital of the Armenian Kingdom (photo by A.S. Karakhanian)

наиболее безводных районов Армении. Признаки молодых подвижек по новейшим разломам Сардарapat-Нахичеванской зоны дают основание полагать, что эти подвижки вызвали изменения подземного стока и спуск озера или системы озёр, следы которых сохранились вдоль ныне сухого северного притока Аракса.

Столица была перенесена в Арташат в той же Сардарapat-Нахичеванской зоне (см. рис. 157). Однако и он недолго сохранял лидирующее значение. Город располагался на слиянии рек Аракс и Мецамор. В 300–338 гг. из-за резкой активизации разломов зоны, возможно, сопровождавшейся сейсмическими событиями, Мецамор изменил свое течение, и весь район Арташата оказался заболоченным. Тогда столицу перенесли в Двин. Однако во второй половине IX в., вероятно, из-за активизации южного окончания Гарнийской зоны разломов здесь в течение 42 лет произошло пять сильных землетрясений: 851 г. ($M_S = 6,0$), 858 г. ($M_S = 6,0$), 863 г. ($M_S = 5,5$), 869 г. ($M_S = 6,0$) и, наконец, 893 г. ($M_S = 7,0$). Последнее сравнивало Двин с землей; погибли десятки тысяч жителей.

Столицу вновь перенесли, на этот раз в Ани. В 1063 г. османские войска приблизились к городу, осадили его, но из-за надёжной организации обороны долго не могли взять. Сильное землетрясение 1064 г. разрушило крепостные стены. Город был захвачен, и Армянское государство надолго прекратило своё существование.

Гибель всех пяти столиц античного и средневекового Армянского государства так или иначе связана с природными катастрофами, причём наш краткий обзор добавил к рассмотренной ранее триаде проявлений активной тектоники «землетрясения–оползни–вулканизм» изменения ландшафтных условий, гидрологической и гидрогеологической обстановки.

Все перечисленные геодинамические воздействия сказывались отрицательно на жизни людей, социальном, экономическом и культурном состоянии общества. Взятые отдельно, эти воздействия могли и не быть катастрофическими, но в сочетании они приводили к катастрофе. Если она постигала общество в стабильный период его развития, то вызывала жертвы, разрушения и связанный с

ними экономический спад, но общество находило «ответ на вызов» природы и быстро залечивало нанесённые раны. Если же катастрофа случалась в период социальной, экономической или военной нестабильности, как было при нашествии войск Урарту на страну Бихура или при осаде турками-османами Ани, она окончательно нарушала равновесие системы, приводила к её разрушению или коренному изменению и в конечном счёте к серьёзным социальным и культурным преобразованиям.

Вместе с тем воздействия активных геологических процессов в зонах разломов на жизнь и деятельность людей не были только отрицательными, но нередко вносили существенный вклад в прогресс общества. К числу таких положительных воздействий относятся:

- Удобство сооружения дорог вдоль зон разломов – обеспечение функции создания инфраструктуры.

- Удобство возведения фортификационных сооружений поперек разломных зон, использование для обороны поселений сложного рельефа молодых вулканических потоков и некоторых приразломных участков – обеспечение функции защиты.

- Наличие водных источников; приуроченность к разломам рек и лесной растительности; формирование в связи с активностью разломов микроклимата, ландшафтов и почв, удобных для земледелия и скотоводства; присутствие в зонах разломов месторождений полезных ископаемых – обеспечение экономических, социальных и культурных функций.

В горных странах типа Армении, испытывающих нехватку сельскохозяйственных угодий, отмеченные особенности разломных зон приводят к тому, что именно приразломные долины оказываются наиболее густо заселёнными, и их население подвергается повышенной опасности негативных воздействий активной тектоники. Но при заселении и организации жизни в подобных областях люди обращали внимание прежде всего на положительную роль активной тектоники, тогда как ужасные последствия связанных с нею катастроф быстро преодолевались и забывались.

Так, старинный армянский город Ерзнка (совр. Эрзинджан в Восточной Турции) расположен в тектонической депрессии зоны Северо-Анатолийского разлома. В течение последних 1200 лет город 46 раз разрушался сильными землетрясениями. Погибали тысячи человек. Однако каждый раз после землетрясения оставшиеся жители восстанавливали город, и его жизнь продолжалась. Третий по величине город Армении Ванадзор (Кировакан) расположен целиком в пределах впадины типа push-inside в зоне Памбак-Севанского разлома. Депрессионная структура удобна для заселения, к тому же выраженные ложбинами разломы служат естественными трассами для прокладки коммуникаций. Эти факторы с древнейших времен определяли и продолжают определять выбор жителей. Но тем самым они оказываются подверженными широкому спектру геологических опасностей – землетрясениям, оползням, геофизическим и геохимическим аномалиям, приводящим к появлениям аномальных растительных и животных форм и повышенному распространению болезней среди населения.

Живя столетиями под угрозой природным катастроф, население социально, психологически и культурно адаптируется к ним и легче их переносит. Показательно, что после катастрофического Спитакского землетрясения 1988 г. потомственные жители легче преодолели его последствия, чем новосёлы, большинство которых эмигрировало. Долгое сосуществование с источниками природных опасностей порою находит весьма своеобразное выражение, и



Рис. 175. Гавазан – 8-метровый каменный обелиск-сейсмограф, сооруженный в 904 г. в Татевском монастыре на юго-востоке Армении (фото В.Г. Трифонова)

Fig. 175. Gavazan – 8-meter stele-seismograph, built in 904 AD in the Tatev Monastery in the south-eastern Armenia (photo by V.G. Trifonov)

не кажется невероятным предположение, что зоны разломов и вулканы, активизировавшиеся в историческое время, служили в древних культурах объектами своеобразного религиозного поклонения. Как это ни звучит кощунственно, в отдельных случаях природные катастрофы даже способствовали прогрессу населения, побуждая к улучшению стиля жизни и техническим изобретениям. На рис. 175 представлен Гавазан – сооружённый в монастыре Татев в 904 г. 8-метровый каменный обелиск с армянским крестом наверху. Фактически это один из первых сейсмографов маятникового типа: под воздействием сейсмических колебаний грунта он качался с разной амплитудой, и по величине и направлению качаний можно было получить некоторые сведения о землетрясении.

Таким образом, в областях, подобных Армении, общество развивалось в результате не только протекавших в нём социально-экономических процессов и сложных взаимоотношений с соседями, но и в многообразном и многоуровневом взаимодействии с различными проявлениями активной тектоники. Последние оказывали существенное воздействие на расселение, хозяйственную деятельность, в определенной мере, культуру и, вероятно, национальный характер.

СЛОЖНОЕ ВЗАИМОДЕЙСТВИЕ ПРИРОДНЫХ И СОЦИАЛЬНЫХ ПРОЦЕССОВ НА РАЗНЫХ МАСШТАБНЫХ УРОВНЯХ

7.1. ГЕОДИНАМИКА И СОВРЕМЕННЫЕ КОЛЕБАНИЯ УРОВНЯ КАСПИЙСКОГО МОРЯ

7.1.1. Позднечетвертичные и современные колебания уровня Каспия (общий обзор)

В позднем плиоцене и четвертичном периоде Каспийское море испытывало неоднократные трансгрессии и регрессии, амплитуда и продолжительность которых в целом уменьшалась со временем [Корреляция..., 1985; Свиточ, Янина, 1997; Свиточ и др., 1998; Леонов и др., 1998; Каплин, Селиванов, 1999]. При всё́м разнообразии мнений о природе этих колебаний учёные сходятся в том, что она определялась тем или иным сочетанием климатических изменений и тектонических воздействий. На фоне отмеченного затухания колебаний аномальной выглядит раннехвалынская трансгрессия, когда уровень моря поднялся до отметок +48–50 м, и происходил сток каспийских вод через Манычский пролив в Чёрное море. Полученные уран-иониевые, термolumинисцентные и радиоуглеродные определения возраста трансгрессии дали большой разброс, но их анализ показал, что наибольшее доверие вызывает оценка её возраста в интервале 30–13 тыс. лет назад [Каплин, Селиванов, 1999]. По данным Ю.А. Лаврушина, её максимум имел место 15,5–14 тыс. лет назад, т.е. пришёл на самое начало дегляциации. Это делает сомнительным любое объяснение столь большой трансгрессии только притоком талых вод при резко пониженном испарении и требует привлечения тектонического фактора, на участие которого могут указывать активизация движений и структурные перестройки этого времени в соседних сегментах Альпийско-Гималайского орогенического пояса, в том числе и непосредственно рядом с Южным Каспием [Трифонов, 1983; Корреляция..., 1985].

За раннехвалынской трансгрессией 13–11 тыс. лет назад последовала енотаевская регрессия с падением уровня моря до отметок – 64 м [Варущенко и др., 1987] или – 45 м [Свиточ, Янина, 1997; Свиточ и др., 1998], а за ней около 11–9 тыс. лет назад – позднехвалынская трансгрессия с подъёмом уровня до 0 – минус 2 м. После этого, 10–8 тыс. лет назад имела место мангышлакская регрессия, по амплитуде падения уровня близкая к енотаевской. По мнению С.И. Варущенко и его соавторов [1987], енотаевскую регрессию можно объяснить резким сокращением стока вод бассейна Волги, начинавшихся в сухих перигляциальных областях поздневалдайского оледенения, а позднехвалынскую трансгрессию связать с возрастанием стока по этим рекам за счёт дегляциации и спуска талых вод в условиях холодного климата и соответственно малых потерь на испарение. Мангышлакскую регрессию в таком случае можно было бы объяснить потеплением и возрастанием испарения.

Однако и эти изменения уровня Каспия нельзя связывать только с климатическими факторами, поскольку высота хвалынских террас на побережьях Каспия испытывает значительные колебания, отчасти из-за тектонических перемещений [Фёдоров, 1978, 1994]. Наиболее убедительны доказательства их тектонической природы в Юго-Западной Туркмении, где непрерывным прослежива-

нием береговых валов максимальной хвалынской трансгрессии установлены их складчатые изгибы – колебания высоты «морских» подножий валов от +45–50 м до +25–30 м и +80 м [Иванова, Трифонов, 1976; Трифонов, 1983].

Начиная с 7,8 тыс. лет назад уровень Каспия стал повышаться (новокаспийская трансгрессия). В среднем он стал близок к современному, но на отдельных стадиях атлантического оптимума достигал и, может быть, превышал –20 м, испытывая на этом фоне колебания, уступавшие предшествовавшим и в целом затухавшие со временем [Варущенко и др., 1987; Рычагов, 1993(а); Клиге и др., 1998].

Наиболее обоснованы эти колебания для исторического времени. Так, г. Итиль возник в дельте р. Волги в первой половине VIII в. как столица Хазарского каганата [Плетнева, 1986]. Согласно сохранившимся описаниям, город состоял из замка кагана, расположенного на острове, и собственно города, утопавшего в садах и протынувшегося вдоль реки на 6 км. В городе жило до 10 тыс. человек. Замок соединялся с городом, обнесённым стеной из сырцового кирпича, плавучими мостами. Город был разрушен в результате похода русского князя Святослава в 965–966 гг., разгромившего Хазарию. В конце 970-х годов многие хазары вернулись в Итиль и частично восстановили город. Но в конце X в. князь Владимир вторично разрушил Итиль и наложил на хазар дань. После этого Итиль утратил значение. Последнее упоминание о нём относится к XII в. как о городе гузов и половцев. Несмотря на исторические указания на местоположение и большие размеры Итиля и настойчивые поиски археологов он так и не найден. Л.Н. Гумилев [1966(б)] впервые высказал мысль, что город был построен в пору регрессии Каспия, а затем, как и наиболее плодородные земли каганата (рис. 176), был затоплен и перекрыт наносами Волги. Сейчас эта версия представляется наиболее убедительной.

Другим доказательством регрессии Каспия в эпоху возникновения и существования Итиля могут служить средневековые сооружения г. Дербента. Будучи северным персидским форпостом, город подвергался набегам тюркок-кочевников, проникавших через эти «Каспийские ворота» на юг в закавказские провинции Персии – Албанию и Армению. Для защиты «ворот» в середине VI в. при шахе Хосрове в Дербенте были построены из камня крепость в начале горного склона, а от неё до моря стена. Сейчас морская часть стены далеко продолжается под воду, а её основание находится в нескольких метрах ниже уровня моря.

Доказательства той же регрессии и последующей трансгрессии Каспия найдены и на территории г. Баку [Бретаницкий, 1970]. В западной части Бакинской бухты недалеко от берега находится небольшой островок, на котором и рядом под водой сохранились остатки средневековых сооружений. Именно о них русский путешественник И. Берёзин писал в 1849 г.: «Чудо неслыханное, диво невиданное составляют здания, как будто только вчера опустившиеся на дно гавани». Постройка на острове оказалась ханегой, мусульманским странноприимным домом, сооружённым в 1234–1235 гг., однако найденные рядом декоративно-архитектурные детали позволяют предполагать существование на том же месте более раннего здания. Очевидно, оно, как и позднейшая ханега, были построены на суше, единой с соседним берегом. Позднее сооружения оказались затопленными, о чём мы узнаём, в частности, из сообщения И. Берёзина. В связи с падением уровня моря в XX в. они частично вновь выступили на поверхность.

Более определённые сведения даёт Бакинская крепость [Бретаницкий, 1970]. Она была сооружена на суше вблизи берега. Арабский путешественник Абд ар-Рашид, посетивший Баку в начале XV в., сообщает о двух крепостных стенах, ближайших к берегу. В первой половине XIII в. они выдержали монголь-

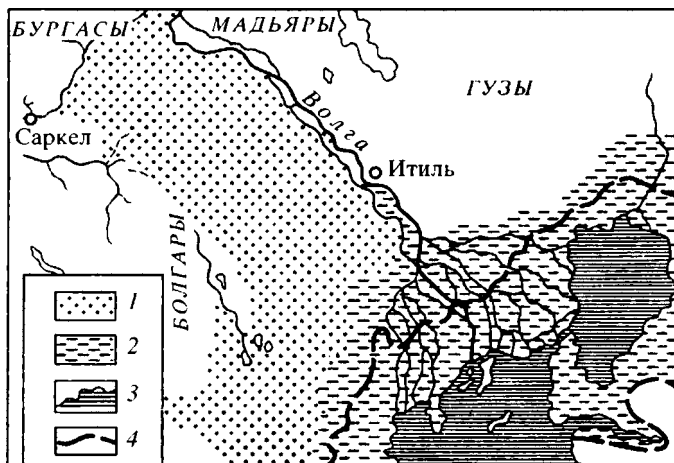


Рис. 176. Волжская Хазария VI–XIII вв. [Гумилев, 2001]

1 – хазарские степи; 2 – земли, затопленные морем в XIII в.; 3 – берег моря в VI в.; 4 – современный (на 1966 г.) берег моря

Fig. 176. Khazaria in the Volga River in VI–XIII centuries AD [Гумилев, 2001]

1 – Khazarian steppes; 2 – lands, covered by the Caspian waters in XIII century; 3 – the coastline in VI century AD; 4 – the contemporary (1966) coastline

скую осаду, но во время Абд ар-Рашида оказались погружёнными довольно глубоко в море, образуя корабельную стоянку, контролируемую с берега и хорошо укрытую от непогоды. Подъём уровня произошёл быстро. Итальянский географ Марино Сануто писал про Каспий в 1320 г.: «Море каждый год прибавляет на одну ладонь и уже многие хорошие города затоплены».

Высокое стояние уровня сохранялось и в последующие столетия. Немецкий естествоиспытатель Э. Кемпфер сообщает в 1683 г., что «две стороны города омываются морем: одна, которая представляет порт, другая, которая обращена к открытому морю... Рейд отмечают двойные стены города, обращённые и протянутые ещё дальше в море и как бы параллельные берегу». Очевидно, речь идет о тех стенах, которые при монгольском нашествии защищали город. Описанная ситуация хорошо видна на гравюре Э. Кэмпфера 1683 г. и повторяется в общих чертах на рисунке С. Гмелина 1769 г. Позднее море отступило от старого города. Между ним и берегом были сооружены приморский бульвар и проспект Нефтяников. Однако новый подъём уровня моря, начавшийся в 1978 г., частично затопил их.

Анализ исторических, археологических и геолого-геоморфологических данных позволил в общем виде реконструировать колебания уровня Каспия в последние 2700 лет. В VII–VI вв. до н.э. он приближался к отметке –20 м [Клиге и др., 1998], но в III–I вв. до н.э. понизился до –31–33 м [Каплин, Селиванов, 1999]. Затем уровень повысился примерно до современных отметок, но с начала V в. вновь начал понижаться и в VI–VII вв. достиг минимальных отметок – 30–35 м. Со второй половины XII в. или несколько позже начался подъём уровня, который к началу XIX в. достиг –25 м [Рычагов, 1993(б)], а, возможно, даже –21–22 м [Колебания..., 1980]. Амплитуда подъёма составила 8–9 м. Затем последовало неравномерное понижение уровня, сменившееся в последние десятилетия его подъёмом.

С конца 30-х годов XIX в. наблюдениями на водомерных постах фиксируются высокочастотные вариации уровня Каспийского моря [Варущенко и др., 1987;

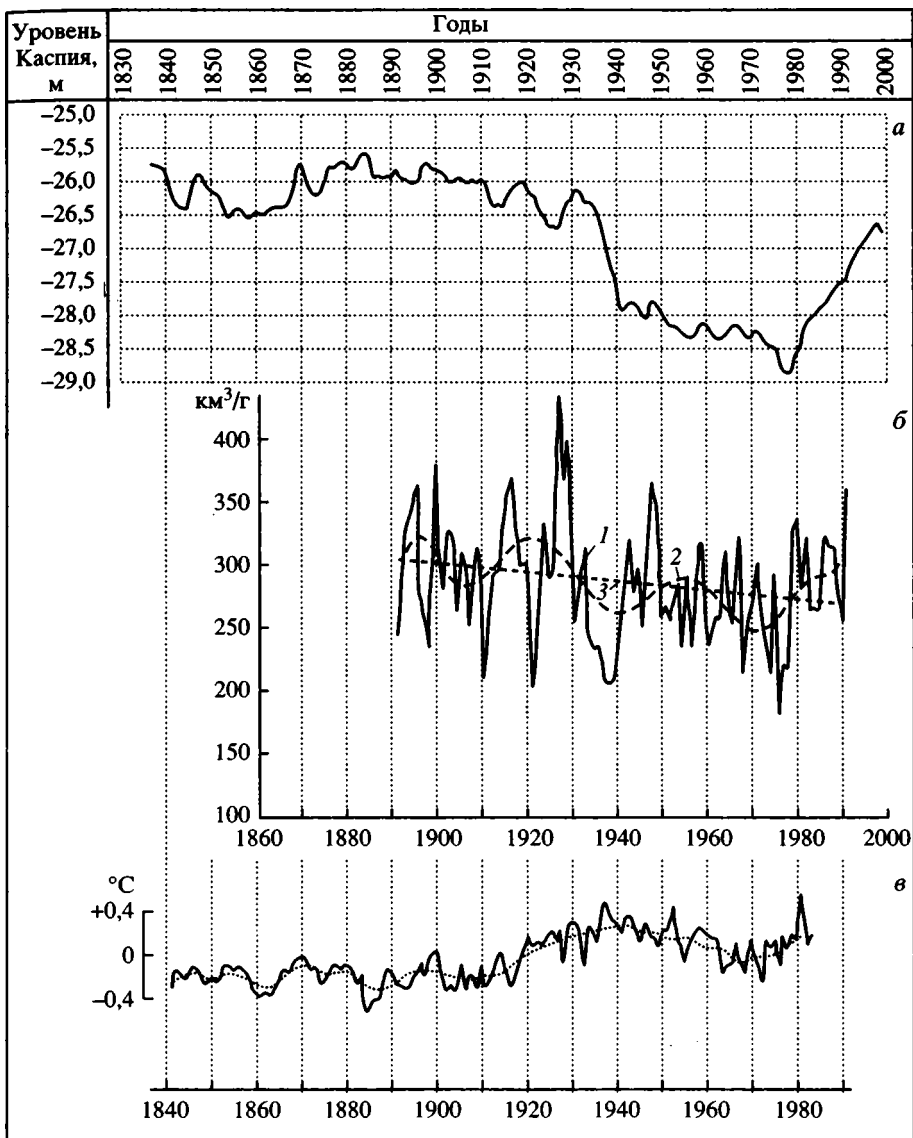


Рис. 177. Кривая колебаний уровня Каспийского моря с 1838 по 1998 гг. [Лиленберг, 1993, 1994; Татевян, 1998] (а) в сопоставлении с вариациями стока р. Волги [Клиге и др., 2000] (б) и аномалиями среднегодовых температур воздуха в Северном полушарии [Каплин, Селиванов, 1999] (в)

Fig. 177. Curve of the Caspian sea level changes since 1838 up to 1998 [Лиленберг, 1993, 1994; Татевян, 1998] (а) in correlation with variations of the Volga River drain [Клиге и др., 2000] (б) and anomalies of the average annual air temperatures in the Northern hemisphere [Каплин, Селиванов, 1999] (в)

Лилиенберг, 1993, 1994; Клиге и др., 1998; Татевян, 1998]. До 1930 г., т.е. в течение почти 100 лет, он колебался в интервале от $-26,6$ до $-25,6$ м (рис. 177, а). Периоды колебаний измерялись годами, достигая в единичных случаях 10 лет. В 1930–1940 гг. происходило непрерывное падение уровня до отметки $-27,9$ м. После этого, в 1941–1976 гг., он продолжал медленно понижаться до $-28,8$ м с колебаниями амплитудой до 0,4 м. С 1978 г. знак колебаний резко изменился: начался быстрый, хотя и изменяющийся по скорости подъём уровня, в итоге которого к концу 1992 г. он достиг отметки $-27,05$ м, а к концу 1997 г. $-26,5$ м, т.е. почти сравнялся с отметками начала века. В 1998 г. отмечено некоторое падение уровня [Татевян, 1998], однако пока неясно, отражает ли оно изменение генеральной тенденции или частную флуктуацию, поскольку в 1999 г. зафиксирован подъём уровня на 0,05 м.

Воздействия, которые оказывают высокочастотные вариации на побережья и функционирование береговых сооружений, представляет собой экологическую проблему. Для её решения анализировались изменения водного баланса Каспия, определяемого изменениями погодно-климатических условий [Шикломанов, 1976; Каспийское море, 1986; Варущенко и др., 1987; Клиге и др., 1998; Каплин, Селиванов, 1999; Глобальные изменения, 2000]. Учитывается в таких расчётах и разбор воды питающих рек и прежде всего бассейна Волги на орошение и другие технические нужды, который стал ощутимым после 1940 г. и к концу 1970-х годов мог понизить уровень на величину до 0,8–1 м [Клиге и др., 1998].

Обоснование погодно-климатических воздействий на уровень Каспия, сделанное в указанных и других публикациях, избавляет нас от необходимости их подробного рассмотрения. Здесь отметим лишь, что крупнейшие колебания уровня в последние 2500 лет повторяли с опозданием общие климатические изменения северного полушария Старого Света (см. гл. 1). Так, за эпохами, характеризовавшимися потеплением в умеренных широтах и относительным увлажнением в областях степей, пустынь и субтропиков Средиземноморья, Среднего Востока и Центральной Азии (вторая половина I тысячелетия до н.э. – III в. н.э. и VIII–XV вв.) следовали стадии подъёма уровня Каспия в I в. до н.э. – V в. н.э. и XII–XVIII вв., а за эпохами похолодания в умеренных широтах и аридизации в более южных регионах (IV–VIII и XVI–XIX вв.) следовали понижения уровня Каспия в V–XII и XIX–XX вв. Такие соотношения могут объясняться разными воздействиями климатических изменений на сток речных систем, питавших Каспий, и его испарение, тем более что области питания и испарения находятся в разных широтах.

Наиболее подробно изучен водный баланс Каспия в XX в. Среди составляющих его прихода основная роль (65–70%) принадлежит стоку Волги, остальное приходится на сток других рек (10–15%) и атмосферные осадки (<20%). Расход определяется испарением, которое примерно на 95% происходит с основной поверхности моря, а остальное – с залива Кара-Богаз-Гол, который в конце XX в. подвергся существенным техногенным изменениям. Изменения баланса, приводившие к колебаниям уровня Каспия, определялись вариациями перечисленных факторов. Так, за последнее столетие среднее квадратичное отклонение годовых значений от среднего составило для стока Волги 18%, стока других рек – около 30%, причём особенно сильно варьировал сток р. Урала, атмосферных осадков – 20%, испарения с основной поверхности моря – 9% и стока в Кара-Богаз-Гол – 60% [Гетман, 2000]. Рассчитанные на основе этих вариаций изменения водной массы Каспия и соответственно его уровня находятся в первом приближении в хорошем согласии с измеренными колебаниями. Достаточно велика их

корреляция с вариациями стока Волги (рис. 177, б) [Клиге и др., 2000]; наметилась корреляция и с аномалиями среднегодовой температуры воздуха в северном полушарии (рис. 177, в) [Каплин, Селиванов, 1999].

Вместе с тем обнаружился ряд отклонений, иногда существенных. В частности, не находит исчерпывающего объяснения быстрота и длительная непрерывность подъёма уровня в 1978 – 1997 гг. К этому следует добавить и неизбежные погрешности в определении факторов водного баланса. Если сток рек измеряется с относительно высокой точностью, то величина испарения рассчитывается по другим характеристикам (облачность, температуры воздуха, воды и др.). Результаты расчётов средних значений испарения, полученные разными методами, расходятся более, чем на 10%, а их изменения – ещё больше [Гетман, 2000]. Достаточно произвольны оценки подземного стока, принимаемые за 5% от стока Волги [Клиге и др., 1998]. Таким образом, значительная и, возможно, ведущая роль изменений водного баланса в колебаниях уровня Каспия представляется несомненной, но она не является исчерпывающей, оставляя широкое поле для вклада тектонических процессов.

На их возможное участие в колебаниях уровня исторического времени указывает уже тот факт, что моменты изменений режима колебаний (смена преобладания подъёма или понижения) совпадали с сильнейшими землетрясениями региона (см. гл. 3 и Приложение 2). Очевидным примером локальных тектонических движений является аномальное поведение Бакинского водомерного репера, который с 1860 г. опустился на 0,5 м по сравнению с другими реперами [Леонов и др., 1998]. Д.А. Лилиенберг [1993, 1994] привлёк для оценки тектонических воздействий данные повторных геодезических наблюдений по смежным с Каспием регионам и выявил изменения их режима, близкие по времени к 1978 г., когда понижение уровня моря сменилось его подъёмом. В недавней работе Д.А. Лилиенберг подчеркнул важную роль горизонтальных перемещений, выявленных на побережьях техникой GPS, для интерпретации колебаний уровня [Lilienberg, 1997]. Однако эти данные дают лишь косвенное представление о современной тектонической активности самой акватории. Важнейший источник информации о ней, соизмеримый дискретностью проявлений с колебаниями уровня моря, – сейсмичность.

Нами была исследована связь колебаний уровня моря с деформационными процессами в активно развивающихся новейших структурах региона, отраженными в изменениях параметров сейсмичности: распределении эпицентров в пространстве и во времени, вариациях глубин гипоцентров, количестве выделенной сейсмической энергии и механизмах очагов землетрясений. Анализ сейсмичности проводился на основе выборки за 1835–1990 гг. из Специализированного каталога землетрясений Северной Евразии [1994], составленного в ОИФЗ РАН, и Кадастра землетрясений Ирана [Moinfar et al., 1994], дополненных для периода до 1999 г. найденными по Интернету сведениями из Каталога NEIC. Полученные выборки были объединены и содержали более 1200 событий.

Для сопоставления изменений сейсмичности с колебаниями уровня Каспия было рассчитано суммарное выделение сейсмической энергии по годам. При этом использовалась известная формула Т.Г. Раутиан: $\lg E(\text{дж}) = 4 + 1,8M$. Тот факт, что формула завышает энергию сильнейших землетрясений, в данном случае не имел значения, так как были важны не абсолютные, а относительные величины выделенной энергии. Вариации сейсмичности для Каспийского региона в целом не показали однозначной корреляции с колебаниями уровня моря (рис. 178). Поэтому были рассчитаны величины сейсмической энергии для отдельных сеймотектонических провинций, различающихся строением земной

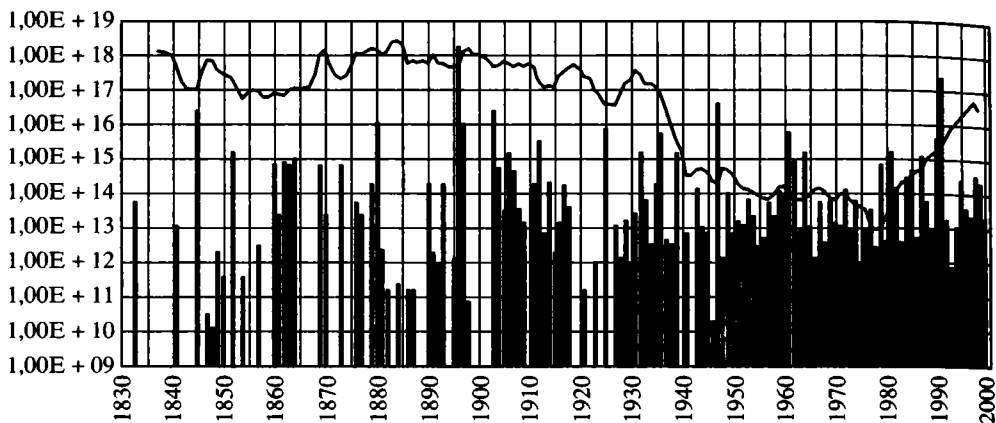


Рис. 178. Сопоставление кривой колебаний уровня Каспия с 1838 по 1998 гг. с ежегодным выделением сейсмической энергии в Каспийском регионе

Fig. 178. Correlation of the Caspian level changes and annual released seismic energy in the Caspian region since 1838 up to 1998 (compiled by V.G. Trifonov)

коры, знаком и интенсивностью неотектонических движений и сейсмичностью; исследовались также изменения напряженно-деформированного состояния региона по данным о механизмах очагов землетрясений за последние 50 лет. Результаты их сопоставления с колебаниями уровня моря интерпретировались на основе представления о том, что выделенная сейсмическая энергия является лишь частью энергии тектонических процессов и не отражает полностью их деформационного эффекта.

7.1.2. Сеймотектонические провинции Каспийского региона

Выделение сеймотектонических провинций основывалось на следующих критериях: строении земной коры [Артюшков, 1993; Краснопевцева, 1984; Родкин, 2000], особенностях неотектонического (применительно к рассматриваемому региону – плиоцен-четвертичного) развития [Антипов и др., 1996; Копп, 1997; Леонов и др., 1998; Милановский, 1968; Расцветаев, 1973; Трифонов, 1999; Шлезингер, 1998], рисунке и кинематике активных разломов [Трифонов, 1983; Трифонов и др., 1986], а также положении очаговых зон землетрясений и динамике их активизации за рассматриваемый период времени. Хотя критерии содержат геодинамическую информацию за разные отрезки времени, они генетически связаны и определяют особенности современного тектонического развития и его сейсмических проявлений. Важнейшим элементом сеймотектониче-

Рис. 179. Сеймотектонические провинции I–VII и эпицентры землетрясений Каспийского региона [Иванова, Трифонов, 2002]

1–4 – Магнитуды землетрясений M_S : 1 – <5 , 2 – 5–5,9, 3 – 6–6,9, 4 – ≥ 7 ; 5, 6 – глубина гипоцентров: 5 – ≤ 33 км; 6 – >33 км; 7 – граница провинций; 8 – новейший разлом; 9–11 – области с разным режимом плиоцен-четвертичных вертикальных движений: 9 – умеренного воздымания, 10 – интенсивного воздымания, 11 – опускания (изолиниями показаны мощности верхнеплиоцен-четвертичных отложений в км); 12–16 – разрез земной коры: 12 – фундамент, 13 – волновод в фундаменте; 14 – юрско-нижнемеловой вулканогенный комплекс, 15 – осадочный чехол или его доплиоценовая часть, 16 – плиоцен-четвертичная часть чехла

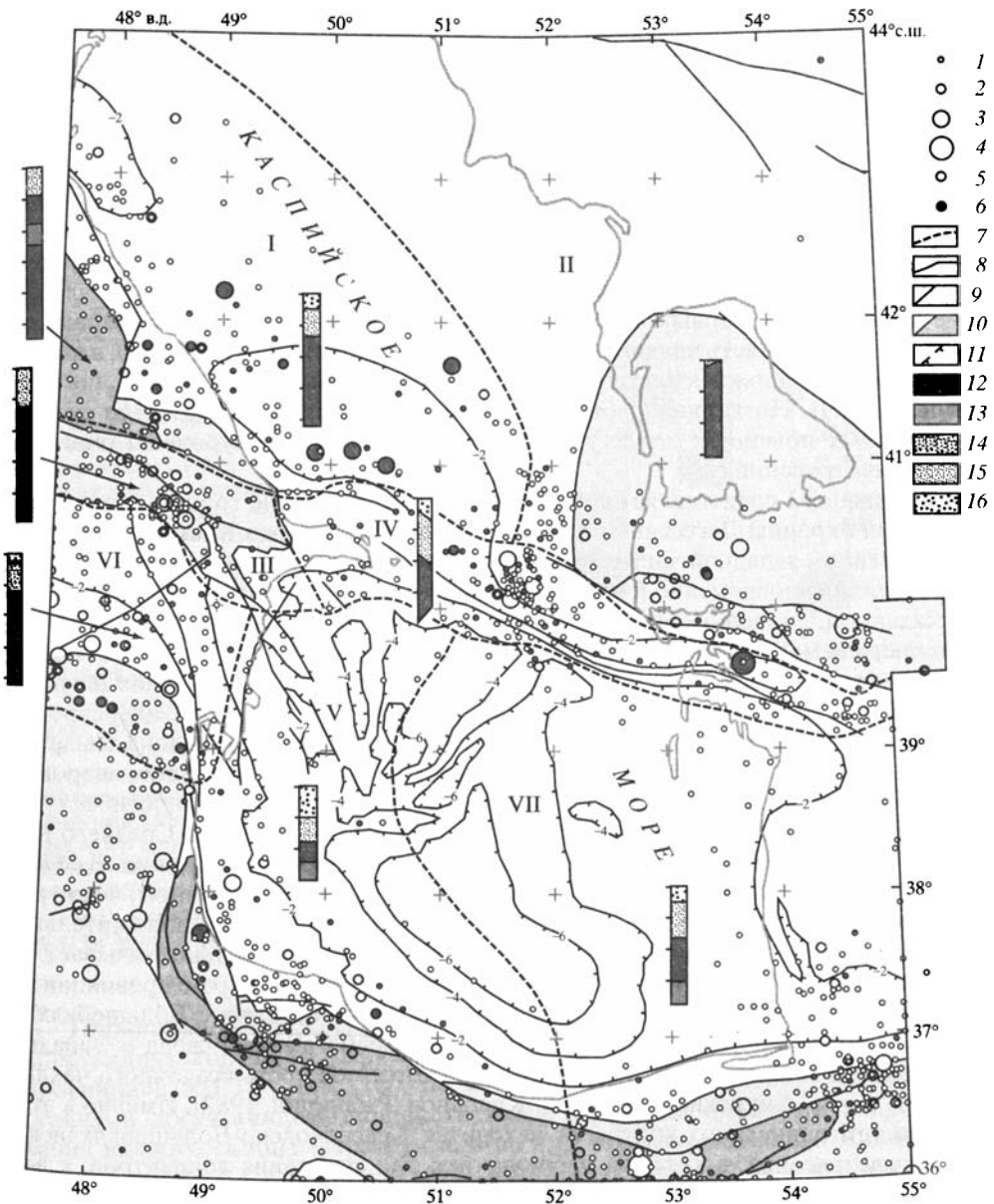


Fig. 179. Seismotectonic provinces I–VII and epicentres of earthquakes in the Caspian region [Иванова, Трифонов, 2002]

1–4 – magnitudes of earthquakes M_S : 1 – < 5 , 2 – 5–5.9, 3 – 6–6.9, 4 – ≥ 7 ; 5, 6 – depth of hypocentres of earthquakes: 5 – ≤ 33 km, 6 – > 33 km; 7 – the province boundary; 8 – active fault; 9–11 – areas with different regimes of the Pliocene-Quaternary vertical movements: 9 – moderate uplift, 10 – intensive uplift, 11 – subsidence (isopachs of the Pliocene-Quaternary deposits are shown with 2 km-step); 12–16 – principal sections of the Earth's crust: 12 – basement, 13 – waveguide within the basement, 14 – Jurassic-Cretaceous volcanic unit, 15 – sedimentary cover or its pre-Pliocene part, 16 – Pliocene-Quaternary part of the cover

ского районирования являются очаговые зоны землетрясений, которые приурочены, как правило, к границам новейших структур, характеризующимся высокими градиентами параметров глубинного строения, контрастами знака и амплитуд новейших движений.

Северный Каспий не рассматривался из-за почти полного отсутствия землетрясений и вялости других проявлений молодой тектоники. Исследованная территория Среднего и Южного Каспия и их обрамлений, ограниченная координатами $36,5^{\circ}$ – 44° с.ш. и $47,5^{\circ}$ – $54,5^{\circ}$ в.д. с небольшим расширением на юго-востоке (рис. 179), охватывает части эпипалеозойской Скифско-Туранской плиты, в разной степени переработанные альпийскими движениями, и собственно альпийские структуры. К первым относятся Средний Каспий и соседние побережья, а также восточная часть впадины Южного Каспия (провинции I, II и VII), а ко вторым – западная и южная части Южнокаспийской впадины и её обрамления (провинции III–VI). Позднекайнозойские тектонические движения создали систему контрастных новейших структур, к границам которых приурочены очаговые зоны землетрясений.

Провинция I представляет собой контрастное сочетание горных сооружений восточной окраины Дагестанского клина и Юго-Восточного Кавказа с Дербентским прогибом западной части Среднего Каспия (см. рис. 179). Их формирование происходило одновременно в плиоцен-четвертичное время и сопровождалось перерождением эпипалеозойской коры обеих структур (рис. 180, 1, 2). В Дербентском прогибе максимальная мощность чехла превышает 14 км, а плиоцен-четвертичного комплекса – 5 км, причём особенно интенсивное прогибание началось лишь в конце плиоцена и продолжается до сих пор, оставаясь не скомпенсированным осадконакоплением [Леонов и др., 1998]. Основная очаговая зона землетрясений, среди которых были события с M_S до 6,3 и глубинами гипоцентров до 110 км, протягивается вдоль юго-западного склона Дербентского прогиба.

Большая часть провинции II, охватывающей восточную часть Среднего Каспия и его побережья, слабо дифференцирована новейшими движениями. В её южной части обособляется Карабогазский свод, где мощность осадочного чехла резко сокращена, а кора утонена (см. рис. 180, 3). Отмечая наличие положительной гравитационной аномалии, Р.Г. Гарецкий [1972] предположительно связывает образование свода с разуплотнением верхов мантии. На южном краю провинции находятся Северобалханская и Южнобалханская зоны разломов с Большебалханским рампом между ними. Здесь, на границе Карабогазского свода и Западно-Туркменской впадины, наиболее резко изменяется мощность осадочного чехла и свойства коры [Амурский и др., 1968; Курбанов, Ржаницин, 1982]. Именно в этой области тектонического контраста находится Красноводско-Большебалханская зона землетрясений, в которой наблюдаются три скопления эпицентров, к восточному из которых приурочены сильнейшие землетрясения – Казанджикское 1946 г. ($M_S = 7$) и Большебалханское 6 декабря 2000 г. ($M_S = 7,4$).

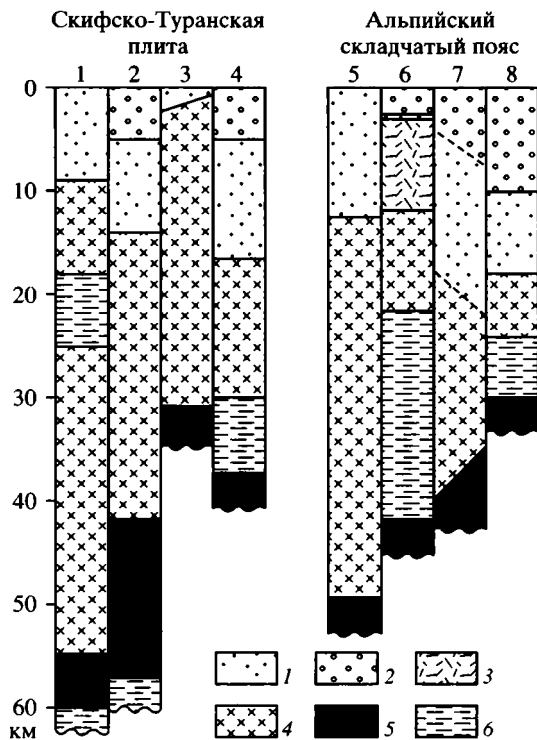
В пределах провинции VII кристаллическая часть коры Западно-Туркменской низменности, сходная с корой Туранской плиты, постепенно сокращается к западу до 15–20 км под восточной частью Южного Каспия (см. рис. 180, 4). Осадочный чехол имеет умеренную мощность и сравнительно слабо деформирован. На юге мощность чехла нарастает, и он слагает Горганский передовой прогиб перед фронтом позднекайнозойских поднятий Аладага и Восточного Эльбурса, в которых признаки поперечного укорочения сочетаются с продольными левыми сдвигами. К области тектонического контраста между прогибом и поднятиями и приурочено большинство землетрясений провинции, в том числе несколько событий с $M_S > 6$.

Рис. 180. Схематические глубинные разрезы провинций Каспийского региона [Иванова, Трифонов, 2002]

1 – осадочный чехол или его доплиоценовая часть; 2 – плиоцен-четвертичная часть чехла; 3 – юрско-нижнемеловой вулканогенный комплекс; 4 – кристаллическая часть земной коры; 5 – верхняя мантия; 6 – коровые и верхнемантийные волноводы. Цифры над разрезами. 1, 2 – провинция I: 1 – прибрежная часть Восточного Кавказа [Краснопевцева, 1984], 2 – Дербентский прогиб [Антипов и др., 1996; Краснопевцева, 1984; Леонов и др., 1998]; 3 – провинция II, Карабогазский свод [Гарецкий, 1972]; 4 – провинция VII, восточное побережье Южного Каспия [Антипов и др., 1996; Артюшков, 1993; Леонов и др., 1998; Родкин, 2000]; 5 – провинция III, зона Южного склона Большого Кавказа [Краснопевцева, 1984]; 6 – провинция VI, Нижнекуруинская впадина [Краснопевцева, 1984]; 7 – провинция IV, Апшеронский порог [Антипов и др., 1996; Голинский и др., 1989]; 8 – провинция V, западная часть Южного Каспия [Артюшков, 1993]

Fig. 180. Schematic deep sections of the provinces in the Caspian region [Иванова, Трифонов, 2002]

1 – sedimentary cover or only its pre-Pliocene part; 2 – Pliocene-Quaternary part of the cover; 3 – Jurassic-Lower Cretaceous volcanic unit; 4 – basement part of the Earth's crust; 5 – upper mantle; 6 – crustal and upper mantle waveguides. Numerals above the sections. 1, 2 – the province I: 1 – coastal part of the Eastern Caucasus [Краснопевцева, 1984], 2 – the Derbent basin [Антипов и др., 1996; Краснопевцева, 1984; Леонов и др., 1998]; 3 – the province II, the Karabogaz arch [Гарецкий, 1972]; 4 – the province VII, eastern coast of the South Caspian [Антипов и др., 1996; Артюшков, 1993; Леонов и др., 1998; Родкин, 2000]; 5 – the province III, the Zone of the southern slope of the Great Caucasus [Краснопевцева, 1984]; 6 – the province VI, the Lower Kura basin [Краснопевцева, 1984]; 7 – the province IV, the Apsheron Threshold [Антипов и др., 1996; Голинский и др., 1989]; 8 – the province V, western part of the South Caspian [Артюшков, 1993]



Провинция VI (Нижнекуруинская впадина) по мощности коры и строению её кристаллической части [Краснопевцева, 1984] в значительной мере сходна с провинцией VII (см. рис. 180, 6). Впадина сложена плиоцен-четвертичными осадками, достигающими мощности 3 км и перекрывающими на севере образования южного склона Паратетиса, а на юге структуры Малого Кавказа – Талышской дуги. В Саатлинской глубокой (8 км) скважине, заложенной в южной части впадины, вскрыт 2,5-километровый разрез осадков верхнего миоцена – квартера, трансгрессивно залегающих на верхнемеловых карбонатах, которые на глубине 3 км сменяются вулканогенными отложениями нижнего мела – юры островодужного типа (ветвь Сомхето-Кафанской зоны?). Слабые землетрясения многочисленны во всей провинции, но главная очаговая зона, где происходили более сильные и все глубокие (нижнекоровые) землетрясения, приурочена к отмеченной активными разломами (рис. 181) границе впадины с поднятием Талышской дуги [Трифонов, 1999].

Провинция V, охватывающая западную и южную части Южного Каспия, Талыш и часть Западного Эльбурса, отличается наибольшей сложностью и контрастностью позднекайнозойских движений. Западная часть Южного Кас-

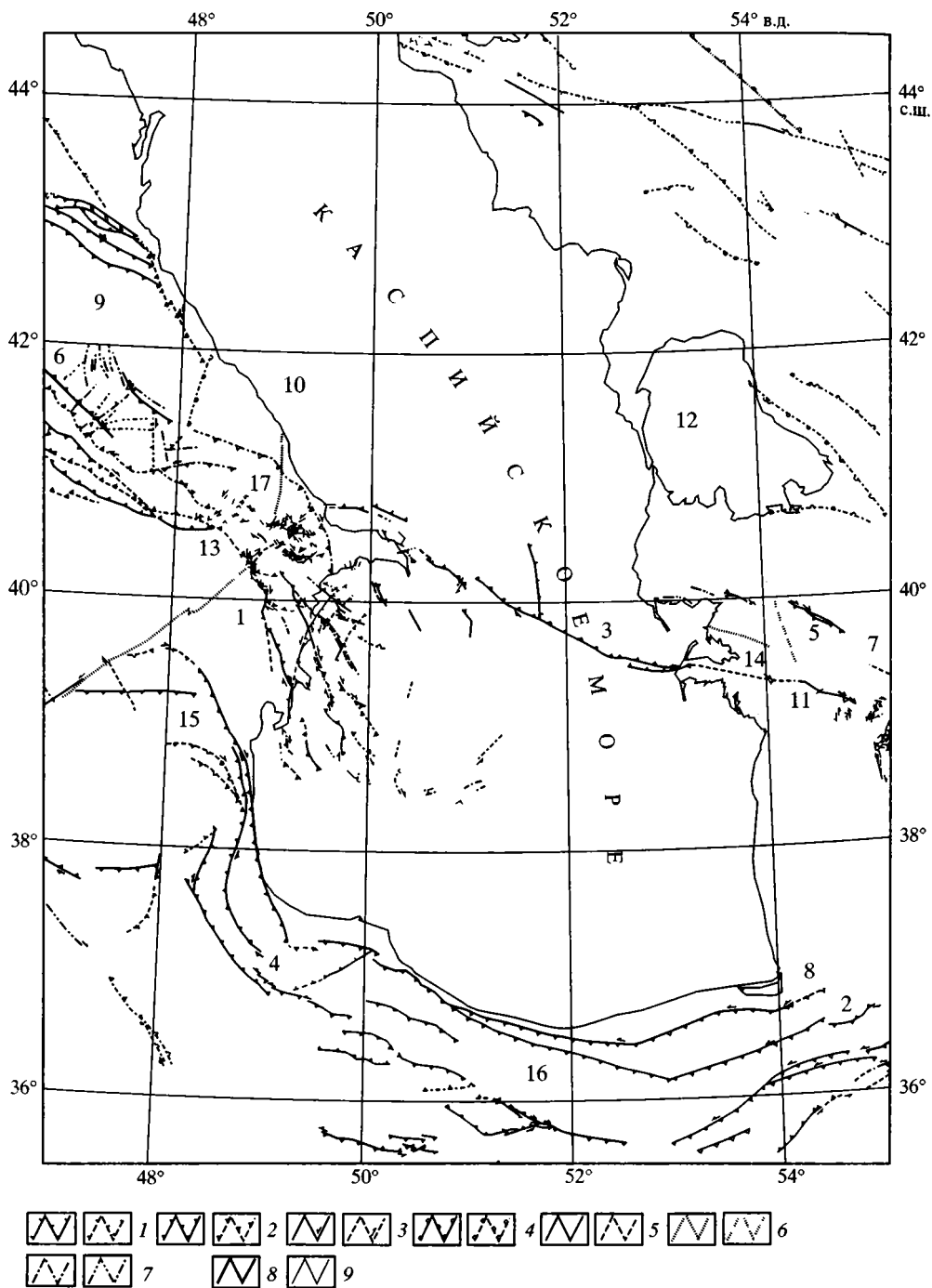


Рис. 181. Карта активных разломов Каспийского региона [Иванова, Трифионов, 2002]

1–6 – разломы с последними зарегистрированными проявлениями активности в позднем плейстоцене и голоцене, включая историческое время, слева достоверные, справа предполагаемые: 1 – сброс, 2 – надвиг или взброс, 3 – сдвиг, 4 – флексура, 5 – разлом с неизвестным типом смещений, 6 – глубинный разлом, выраженный на поверхности лишь косвенными признаками; 7 – разломы с последними зарегистри-

пия представляет собой глубокую, нескомпенсированную впадину с утонённой до 8–10 км кристаллической частью коры (см. рис. 180, 8). Здесь накопилось до 20 км осадков [Артюшков, 1993; Леонов и др., 1998]. Не менее половины их приходится на плиоцен-четвертичные отложения, а мощность лишь верхнеплиоцен-четвертичного комплекса местами превышает 6 км (см. рис. 179). Наибольшие современные глубины моря достигают 1 км. Осадочный чехол впадины нарушен молодыми антиклиналями с проявлениями глиняного диапиризма и грязевого вулканизма. От менее прогнутой Нижнекуринской впадины её отделяют крутые разломы. Их поверхностным выражением являются молодые сбросы, протягивающиеся вдоль побережья (см. рис. 181).

В новейшей структуре простирающегося на ЗСЗ Западного Эльбурса плиоцен-четвертичные складчатые деформации и молодые взбросо-надвиги сочетаются с продольными левосдвиговыми перемещениями [Berberian et al., 1992; Трифонова, 1999]. На западе, в Ардебиле, Эльбурс торцово сочленяется с восточным флангом Талышской дуги, в котором взбросы и другие проявления поперечного сжатия сочетаются с признаками молодого продольного правого сдвига. При указанном кинематическом различии Западный Эльбурс и Талыш сходны как в структурно-формационном отношении, так и по роли в новейшей структуре, образуя горное обрамление Южно-Каспийской впадины. К пограничной между ними области, охватывающей часть шельфа и побережье, приурочено большинство сильных землетрясений провинции. Менее протяженные очаговые зоны связаны с активными разломами Ардебил и Эльбурса. Сильнейшим там было Рудбарское землетрясение 1990 г. ($M_S = 7,4$).

Провинции III и IV целиком представляют собой высокоградиентные зоны на границах крупных новейших структур. В провинции III (зона Южного склона Большого Кавказа) этот контраст на границе с провинцией I предопределен отложением более глубоководных фаций позднего мезозоя, палеогена и раннего миоцена, формировавшихся на относительно тонкой коре Паратетиса. В позднем кайнозое контраст усилился пограничным положением зоны между Кавказом и Нижнекуринской впадиной и выразился формированием южновергентных складок и надвигов, приведшим к утолщению коры [Краснопевцева, 1984] (см. рис. 180, 5). Вблизи Южного Каспия складки становятся более изометричными и протягиваются в пределы акватории вдоль активных взбросов и правых взбросо-сдвигов. Проявления позднечетвертичной активности наиболее выразительны в Карамарьянской гряде и зоне Аджичайского (Сальян-Ленги-

←

рованными проявлениями активности в среднем плейстоцене, слева достоверные, справа предполагаемые (разделены на типы, подобные 1–5); 8, 9 – средняя скорость перемещений по разлому, мм/год: 8 – >1, 9 – <1. Цифры на карте: 1 – Аджичайский разлом, 2 – Аладаг, 3 – Апшеронский порог, 4 – Ардебиль, 5 – Большой Балхан (рампа), 6 – Главный Кавказский надвиг, 7 – Главный Копетдагский разлом, 8 – Горганский прогиб, 9 – Дагестанский клин, 10 – Дербентский прогиб, 11 – Исак-Челекенская зона, 12 – Кара-Богаз-Гол (залив), 13 – Карамарьянская антиклиналь, 14 – Келькорский прогиб, 15 – Талышская дуга, 16 – Эльбурс, 17 – Юго-Восточный Кавказ

Fig. 181. Map of active faults of the Caspian region [Иванова, Трифонов, 2002]

1–6 – faults with last registered manifestations of activity in Late Pleistocene and Holocene including historical time (proved on the left and supposed on the right): 1 – normal fault, 2 – thrust or reverse fault, 3 – strike-slip fault, 4 – flexure, 5 – fault with unknown sense of motion, 6 – deep-seated fault, indirectly manifested in the land surface; 7 – faults with last registered manifestations of activity in Middle Pleistocene (proved on the left and supposed on the right); differentiated into the same types as faults 1–5); 8, 9 – average rate of motion on faults, mm/year: 8 – > 1, 9 – < 1. Numerals in the map: 1 – Adjichai fault, 2 – Ala Dagh, 3 – Apsheron Threshold, 4 – Ardebil, 5 – Great Balkhan (ramp), 6 – Main Caucasus thrust, 7 – Main Copet Dagh fault, 8 – Gorgan basin, 9 – Daghestan wedge, 10 – Derbent basin, 11 – Isak-Cheleken zone, 12 – Kara-Bogaz-Gol (bay), 13 – Karamarian anticline, 14 – Kelkor trough, 15 – Talysh arc, 16 – Alborz, 17 – South-East Caucasus

бизского) разлома, где средняя скорость позднечетвертичных подвижек достигает 1 мм/год [Милановский, 1968; Трифонов, 1983]. Слабые землетрясения рассеяны во всей зоне, но выделяется Шемахинский очаг, где сильнейшим было событие 1902 г. ($M_S = 6,9$).

Зона Апшеронского порога (провинция IV) находится над флексурно-разломной зоной фундамента, отделяющей Средний Каспий с его эпипалеозойской континентальной корой от Южно-Каспийской впадины. Порог образован полосой бескорневых позднеплиоцен-четвертичных конседиментационных поднятий, расположенных эшелонированно или друг за другом и продолжающихся на восток Исак-Челекенской антиклинальной зоной. На севере порог ограничен глубоким и узким Северо-Апшеронским прогибом, смыкающимся на западе с Дербентским и продолжающимся в Туркмению Келькорским прогибами.

Контрастное строение провинции, приуроченной к глубинному тектоническому уступу, подчеркивается протягивающейся вдоль неё эшелонированно построенной зоной активных разломов (см. рис. 181), кулисно подставляющейся на востоке Главным Копетдагским разломом и на западе продолжением Главного Кавказского надвига. Кинематика этих разломов изменяется в пределах Каспия. Если на Юго-Восточном Кавказе они являются взбросами и, по данным М.Л. Коппа [1997], имеют левосдвиговую компоненту смещений, то в туркменской части системы выявлены правосдвиговые смещения, намного превышающие взбросовую компоненту [Расцветаев, 1973; Трифонов, 1983; Трифонов и др., 1986]. При большом числе слабых землетрясений в провинции IV произошло сильнейшее во всём регионе Красноводское землетрясение 1895 г. ($M_S = 7,9-8,2$; глубина гипоцентра 55 км), обширный очаг которого располагался на востоке провинции. Кроме него, обособляется Центральнокаспийский очаг, где события 1986 и 1989 гг. имели $M_S \geq 6$. Их гипоцентры располагались ниже земной коры или в её подошве.

Итак, во всех провинциях крупнейшие очаги землетрясений приурочены к областям неотектонических контрастов, что свидетельствует о современных дифференцированных движениях. При этом в провинциях I, VI и VII сейсмичность концентрируется в бортовых частях Дербентского и Горганского прогибов и Нижнекуруинской впадины, вероятно, отражая их продолжающееся прогибание, а в провинциях II, IV и V приурочена к склонам горных сооружений (прибрежная область Эльбурса и Талыша, Апшеронский порог, южная часть Карабогазского свода), подчеркивая их поднятие. Эти различия оказались существенными при оценке связи колебаний уровня Каспия с вариациями сейсмичности провинций.

7.1.3. Сейсмичность Каспийского региона и колебания уровня Каспия

Основной вклад в количество выделенной сейсмической энергии вносят сильнейшие землетрясения. Больше всего их произошло в очаговых областях западной и южной окраины Южно-Каспийской впадины и её горного обрамления. Всего в рассматриваемом регионе (до 36° с.ш. на юге и 55° в.д. на юго-востоке; см. рис. 179), зарегистрировано 6 землетрясений с $M_S \geq 7$; 7 – с $M_S = 6,5-6,9$; 20 – с $M_S = 6,0-6,4$. После всех землетрясений с $M_S \geq 6,5$ отмечен подъём уровня моря (или, реже, замедление его понижения), и лишь при землетрясении Буйин-Зара 1962 г. ($M_S = 7,2$), наиболее удалённом от Каспия, этот подъём отстал от сейсмического события примерно на 1 год. Так, за Красноводским землетрясением 1895 г. с $M_S = 7,9-8,2$ следовал подъём уровня на 30 см, за Казанджикским

1946 г. с $M_S = 7,0$ – на 20 см, за Горганским 1890 г. с $M_S = 7,2$ – на 10 см. Подъем уровня на 8 см имел место через несколько месяцев после Шемахинского землетрясения 1902 г. с $M_S = 6,9$, а Рудбарское землетрясение 1990 г. с $M_S = 7,4$ в Западном Эльбурсе сопровождалось ускорением подъема.

Итак, все землетрясения с $M_S \geq 6,5$, характеризующиеся наибольшими размерами очагов и зон структурного воздействия, сопровождались подъемом уровня моря. Среди событий с $M_S = 6,0$ – $6,4$ и соответственно меньшими размерами очагов, 100-процентное совпадение с подъемом уровня показали лишь землетрясения с эпицентрами в море или близко от берега, тогда как среди более удаленных от Каспия землетрясений совпадение обнаружилось лишь для 60% событий.

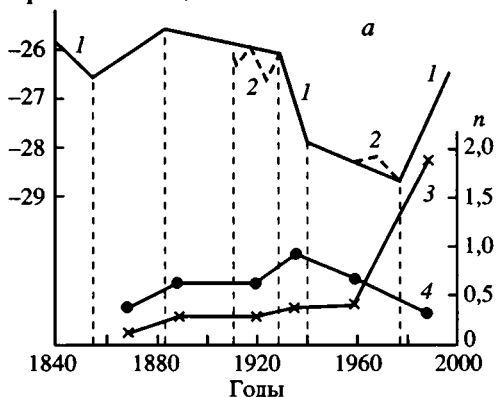
Такой эффект сильнейших землетрясений, отмеченный в Каспийском регионе и другими исследователями [Шило, 1989; Шило, Кривошей, 1989; Уломов и др., 1999], можно считать результатом остаточной сейсмической деформации (разуплотнения) на дне моря, возможно, дополняемой быстрым поступлением в водоём подземных вод. Подобный деформационный эффект подтверждают повторные геодезические наблюдения в областях сильнейших землетрясений и выполненные на их основе расчёты [Певнев, 1999]. Подъем уровня моря на 8–30 см, который имел место при землетрясениях с магнитудами около 7 и более, вполне соизмерим с деформационным эффектом Спитакского землетрясения 1988 г. ($M_S = 7$), где, согласно данным повторных геодезических наблюдений, северное крыло сейсмогенного разрыва поднялось на десятки сантиметров на площади около 1000 км² [Бальян и др., 1989]. Если бы область такой деформации находилась на дне Каспия, она бы вызвала подъем его уровня на 8–10 см.

У более слабых землетрясений площадь очага меньше и, соответственно, деформационное воздействие на уровень моря существенно слабее. Так, площадь очага землетрясения 6 марта 1986 г. в Апшеронском пороге ($M_S = 6,3$) всего 410 км² [Голинский и др., 1989]. Следовательно, непосредственное воздействие сильных землетрясений могло вызывать лишь сравнительно малоамплитудные и непродолжительные изменения уровня моря.

Однако землетрясения и количество выделенной ими сейсмической энергии являются лишь частичным отражением деформационного эффекта современных тектонических процессов. Это наиболее очевидно для так называемых «мягких» землетрясений [Кузнецова, 1995; Трифонов и др., 1986], которые представляют собой пиковое ускорение крипа, т.е. длительного и направленного перемещения, существенно превосходящего по своей амплитуде сейсмическую подвижку, но справедливо и в отношении обычных «жестких» землетрясений. В областях с разным геологическим строением вклад сейсмогенных подвижек в тектонические движения различен. Для Центрального и Северного Ирана с мощной консолидированной частью коры он превышает 50% [Jackson, McKenzie, 1988]. Подобная оценка может быть принята для восточного побережья Каспия, т.е. провинций II и отчасти VII. В глубоких осадочных бассейнах типа Месопотамского прогиба и Внешнего Загроста, к которым по многим признакам близки Дербентский прогиб и впадина Южного Каспия, рассчитанный вклад меньше 10% [Jackson, McKenzie, 1988]. В низах коры и верхах мантии он, вероятно, ещё меньше. С учётом этих соотношений вклад тектоники в изменения формы водоёма и соответственно уровня Каспия представляется гораздо более значительным.

Чтобы оценить связь колебаний уровня Каспия с вариациями сейсмичности провинций, мы, опираясь на имеющийся опыт [Голубов, 1994], в первую очередь определили число землетрясений с $M_S \geq 4,9$ в каждой из провинций в тече-

Уровень Каспия, м



Уровень Каспия, м

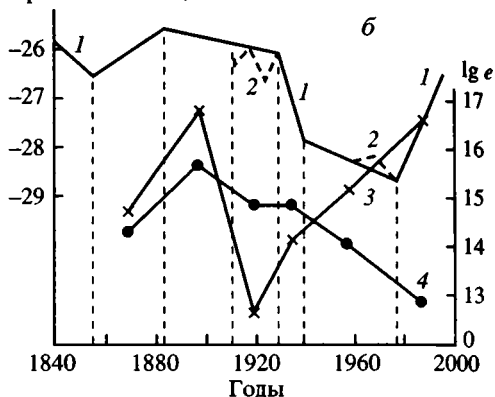


Рис. 182. Сопоставление стadiй изменения уровня Каспия с числом произошедших землетрясений с $M_S \geq 4,9$ (а) и средним ежегодным выделением сейсмической энергии в эти стadiи (б) [Иванова, Трифионов, 2002]

Линии на графиках: 1 – обобщающая линия изменений уровня Каспия по стadiям; 2 – наиболее значительные колебания уровня внутри стadiй; 3, 4 – число землетрясений (n) и логарифм ежегодного среднего количества выделенной сейсмической энергии ($\lg e$, дж) в течение каждой стadiи: 3 – в провинциях II, IV и V, 4 – в провинциях I, III, VI и VII

Fig. 182. Correlation of stages of the Caspian level changes with number of earthquakes with $M_S \geq 4,9$ (a) and average annual seismic energy, released during these stages (б) [Иванова, Трифионов, 2002]

Lines in the graphs: 1 – coarsened line of the Caspian level changes from stage to stage; 2 – the largest sea level variations within the stages; 3, 4 – number of earthquakes (n) or logarithm of the average annual released seismic energy ($\lg e$, j.) during every stage: 3 – in the provinces II, IV, and V, 4 – in the provinces I, III, VI and VII

ние 7 стadiй изменения уровня моря (без учёта его мелких колебаний). Это стadiи спада до 1853 г., подъёма в 1854–1883 гг., практически стабильного положения в 1884–1910 гг., значительных колебаний на фоне слабого спада в 1911–1929 гг., непрерывного быстрого понижения в 1930–1940 гг., колебаний на фоне общего слабого понижения в 1941–1977 гг. и непрерывного интенсивного подъёма в 1978–1997 гг. По тенденции изменения числа землетрясений провинции объединились в две группы (рис. 182, а). В провинциях I, III, VI и VII наибольшее число землетрясений в год пришлось на стadiю падения уровня в 1930–1940 гг., а в провинциях IV, V и II – на стadiю его подъёма в 1978–1997 гг. Возникла необходимость проверить наметившееся различие с использованием более строгого показателя уровня сейсмичности провинций.

В качестве такого показателя была выбрана удельная сейсмическая энергия (сейсмическая мощность), т.е. средняя величина энергии, выделенной землетрясениями в год. Были определены величины сейсмической мощности каждой провинции в течение упомянутых выше стadiй изменения уровня Каспия. Максимальная сейсмическая мощность характеризует 1884–1910 гг. – стadiю стабильного стояния моря на наивысших отметках.

По особенностям дальнейшей активизации провинции разделились на две группы. Первую группу составили Дербентская, Нижнекуринская и Горганская впадины и зона Южного склона Кавказа (провинции I, III, VI, VII), а вторую группу – юг Карабогазского свода, Апшеронский порог, Талыш-Эльбурсское побережье и прилегающая часть акватории Южного Каспия (провинции II, IV, V). Как видно на рис. 182, б, в стadiю короткопериодных колебаний уровня на

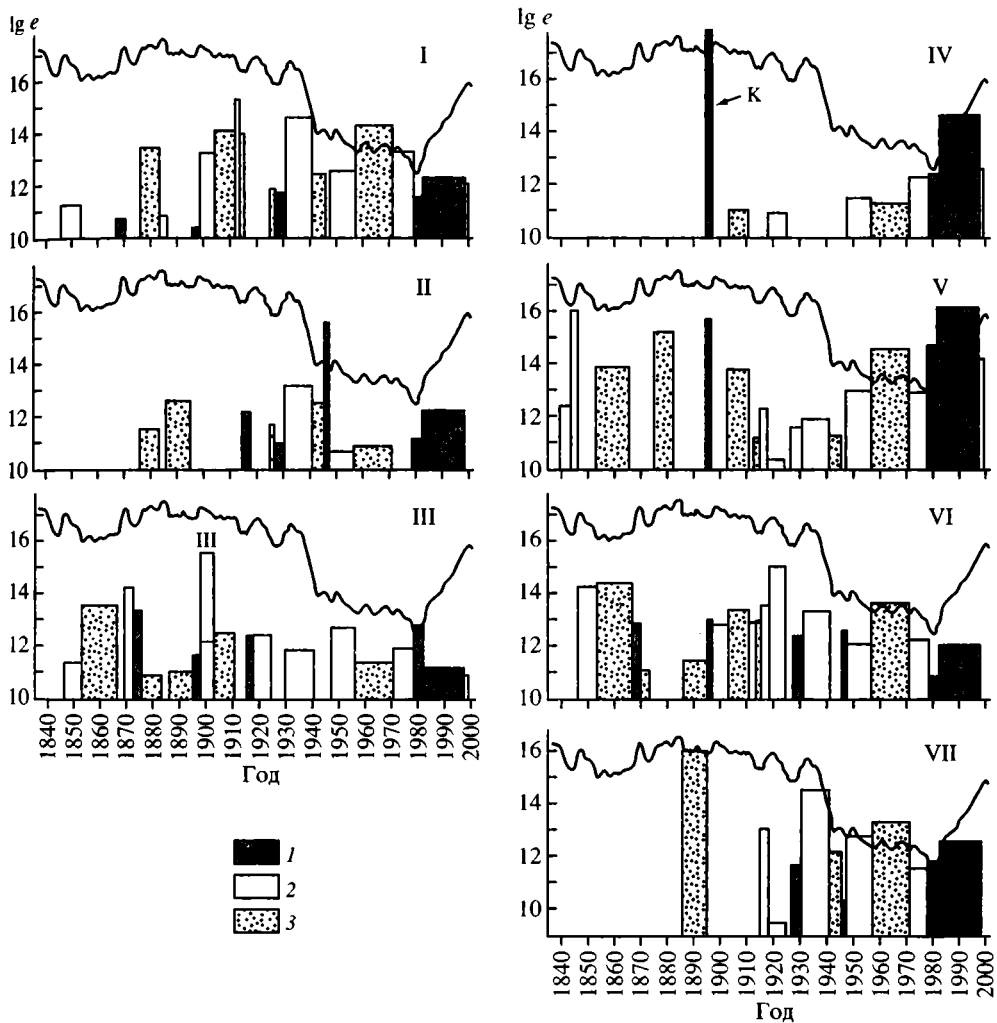


Рис. 183. Сопоставление кривой колебаний уровня Каспия с ежегодным средним количеством сейсмической энергии, выделенной в провинциях I–VII в фазы подъёма, опускания и стабильного положения уровня моря [Иванова, Трифионов, 2002]

1–3 – фазы колебаний уровня моря: 1 – подъёма, 2 – опускания, 3 – стабильного положения. I–VII – сейсмотектонические провинции. Буквами помечен вклад сильнейших землетрясений: К – Касноводского 1895 г., Р – Рудбарского 1990 г. и Ш – Шемахинского 1902 г.

Fig. 183. Correlation of a curve of the Caspian level changes and average annual values of seismic energy, released in the provinces I–VII during the phases of uplift, subsidence or stability of the sea level [Иванова, Трифионов, 2002]

1–3 – phases of the sea level changes: 1 – uplift, 2 – subsidence, 3 – stability. I–VII – the seismicotectonic provinces. The letters show contribution of the strongest earthquakes: К – Krasnovodsk 1895, Р – Rudbar 1990, and Ш – Shemakha 1902

фоне его небольшого спада (1911–1929 гг.) сейсмическая мощность провинций второй группы резко понизилась ($I_{ge} = 12,6$) и существенно уступала первой группе ($I_{ge} = 14,8$). В стадию устойчивого падения уровня моря на 1,8 м (1930–1940 гг.) происходит сближение показателей за счёт возрастания сейсмической мощности провинций второй группы ($I_{ge} = 14,1$). В 1941–1977 гг., когда на фоне замедлившегося понижения уровня происходили его мелкие колебания, сейсмическая мощность провинций первой группы падает ($I_{ge} = 14$), а второй группы возрастает ($I_{ge} = 15,1$), что отражает снижение активности Дербентской, Нижнекуринской и Горганской очаговых зон и активизацию западного и южного побережий Южнокаспийской впадины и позднее Апшеронского порога. В последующую фазу устойчивого подъёма уровня Каспия (1978–1997 гг.) эта тенденция сохраняется: логарифмы удельной сейсмической энергии, выделенной в двух группах провинций, достигают соответственно значений 12,9 и 16,5. Особенно важным в этом разделении предстает различное поведение провинций, где в сейсмичности проявляется лишь малая доля деформационного эффекта тектонических процессов, – Дербентского прогиба и обрамлений Южнокаспийской впадины.

Поскольку выделенные стадии изменений уровня моря, за исключением 1930–1940 и 1978–1997 гг., включали и эпизоды колебаний уровня противоположного знака, было выполнено более детальное сопоставление с ними количества выделенной сейсмической энергии. Для этого мы разделили весь исследуемый интервал времени на отрезки разной продолжительности, но с одинаковым режимом изменения уровня Каспия: его подъёма и опускания со скоростями $>0,05$ мм/год или слабых колебаний с меньшими скоростями около некоего стабильного положения. Для каждой такой фазы была рассчитана удельная сейсмическая энергия (рис. 183).

Оказалось, что в провинциях I, III и VI наибольшие её величины приходятся на фазы спада уровня моря. В провинции VII особенно заметен пик выделения сейсмической энергии, приходящийся на Горганское землетрясение (стабильное положение уровня); если его эффект исключить, наибольшими значениями удельной энергии также отмечены фазы спада уровня моря. Иная картина наблюдается в провинциях IV, V и II, где величины удельной энергии, выделенной в фазы подъёма, обычно выше, чем в фазы понижения. Особенно ярко выражено это в провинции IV (независимо от того, учитываем ли мы эффект Красноводского землетрясения или нет), причём в фазу особенно значительного подъёма, в 1978–1989 гг., здесь имело место нарастание сейсмичности.

Указанные различия в сейсмическом поведении провинций, в общем совпадающие с теми, которые обнаружались при сопоставлении сейсмичности со стадиями изменений уровня моря, наглядно видны на гистограммах средней удельной сейсмической энергии, выделенной в провинциях во все фазы подъёма (36 лет), опускания (60 лет) и стабильного положения (58 лет) уровня моря (рис. 184). Провинции I, III, VI и VII характеризуются преобладающим выделением сейсмической энергии в фазы понижения уровня Каспия. В провинциях II, IV и V наибольшее выделение сейсмической энергии происходит в фазы подъёма уровня моря.

Сходные зависимости обнаружались при анализе распределения только глубоких землетрясений (с гипоцентрами глубже 33 км), связанных с тектоническими процессами в низах коры и верхней мантии. Неточность оценки глубины гипоцентров и особенности физических свойств пород на указанных глубинах, при которых в сейсмичности проявляется лишь малая часть энергии тектонических процессов, не оставляли возможности определения развития глубокой

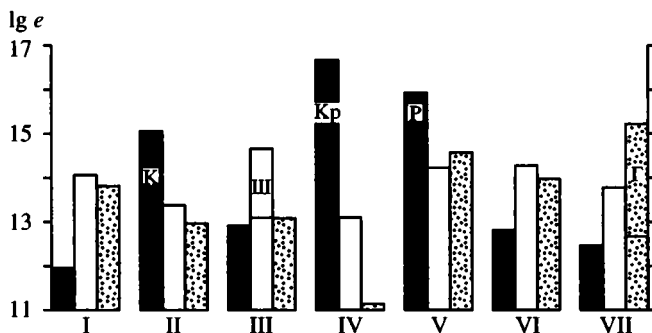


Рис. 184. Среднее ежегодное количество сейсмической энергии, выделенной в провинциях I–VII во все фазы подъёма, опускания и стабильного положения уровня Каспия [Иванова, Трифионов, 2002]

Обозначение фаз см. на рис. 183. Вклад сильнейших землетрясений: Г – Горганского 1890 г., К – Казанджикского 1946 г., Кр – Касноводского 1895 г., Р – Рудбарского 1990 г., Ш – Шемахинского 1902 г.

Fig. 184. Average annual values of seismic energy, released in the provinces I–VII during all stages of uplift, subsidence or stability of the Caspian level [Иванова, Трифионов, 2002]

See legend of the phases in fig. 183. Contribution of the strongest earthquakes: Г – Gorgan 1890, К – Kazandjik 1946, Кр – Krasnovodsk 1895, Р – Rudbar 1990, and Ш – Shemakha 1902.

сейсмичности по изменению числа или энергии землетрясений во времени и позволили использовать лишь изменения отношений между числом событий в разных провинциях. Добавим, что из 180 зарегистрированных глубоких землетрясений 116 приходятся на 1978–1998 гг., что отчасти связано с улучшением регистрации и параметризации сейсмичности.

Проведённый анализ показал, что большинство землетрясений в переходной зоне кора–мантя характеризуют активность глубоких частей тех же очагов, которые проявились в верхнекоревой сейсмичности. Сильнейшее Касноводское землетрясение 1895 г. с глубиной гипоцентра 55 км радикально повлияло на распределение глубоких землетрясений. На востоке региона наступило затишье, и первое глубокое землетрясение в районе г. Касноводска произошло лишь в 1970 г. До 1978 г. при минимуме глубокой сейсмичности на востоке региона относительно возрастала активность западных провинций Каспия, особенно Дербентского прогиба. Все события этого периода пришлись на стадии спада или стабильного положения уровня моря. Так, с 1902 по 1914 гг. в Дербентском прогибе произошли 5 глубоких землетрясений с $M_S = 5,3–6,4$ и 2 – в Нижнекуринской впадине (1910 г. – $M_S = 5,7$; 1924 г. – $M_S = 6,4$). Падение уровня Каспия в 1930–1940 гг. ознаменовалось двумя сильными землетрясениями ($M_S = 6,2–6,3$) на обоих бортах Дербентского прогиба. На фоне последующего более слабого спада и стабильного положения уровня Каспия проявляется глубокая сейсмичность и в Талыш-Эльбурсских очагах, но по-прежнему сильнейшие землетрясения 1961, 1963 и 1968 гг. ($M_S = 5,4–6,2$) приурочены к Дербентскому прогибу.

Радикальное изменение обстановки глубинного сейсмогенеза в стадию подъёма уровня моря в 1978–1997 гг. проявилось в резком сокращении числа землетрясений в Дербентской и Нижнекуринской очаговых зонах и зоне Южного склона Кавказа и возрастании их числа в восточной части Южного Каспия и его горном обрамлении (до 12%) и особенно Апшеронском пороге (до 23% от общего числа событий). В Талыш-Эльбурсских очагах относительное число со-

битый немного сократилось, но при этом возросла доля землетрясений в самой глубоководной впадине (17%) и на побережье (23% от числа событий в провинции). В 1978–1981 гг., когда подъём уровня был особенно быстрым, все глубокие землетрясения провинции происходили в этих районах. В провинции VII большинство глубоких землетрясений случилось в предгорьях Аладага. Но самые значительные перемены имели место в Апшеронском пороге, где активизировался Центральнокаспийский очаг. Здесь и в смежной части провинции II произошло до 2/5 общего числа глубоких землетрясений региона. Таким образом, перераспределение активности глубоких частей сейсмических очагов совпало с изменением знака колебаний уровня Каспия, что свидетельствует о связи последних с глубинными тектоническими процессами.

7.1.4. Анализ механизмов очагов землетрясений

Для анализа была использована выборка из каталогов механизмов [Мострюков и др., 1994; Балакина и др., 1996], включавшая данные о 128 событиях, которые кроме Казанджикского землетрясения 1946 г. и сильнейшего землетрясения 1957 г. в Эльбурсе, охватили лишь 1961–1991 гг. Ограниченность данных сузила возможности их сопоставления с колебаниями уровня моря. Поэтому исследовались изменения только на двух рубежах: 1967 г., когда разнонаправленные колебания сменились погружением, и 1978 г., когда начался многолетний подъём уровня. Кроме того, разделение на провинции пришлось огрубить до трёх надпровинций: Средний Каспий (где большая часть определений приходится на провинцию I), Апшеронский порог (провинция IV) и Южный Каспий (провинции V, VI и VII, причём большинство землетрясений с определенными механизмами относится к V).

По принятой методике [Гущенко, 1979; Ризниченко, 1985] определялась на полусфере пространственная ориентировка областей преимущественного сжатия (укорочения, P) и растяжения (удлинения, T) для всей совокупности землетрясений соответствующей надпровинции за тот или иной интервал времени. Близрасположенные (до 10°) оси P и T взаимно исключались. Поскольку мы рассматриваем сейсмические события как часть тектонической деформации, какие-либо весовые коэффициенты для землетрясений разной магнитуды не вводились, но их разный вклад в общую деформацию частично учитывался тем, что процедура взаимного исключения применялась лишь для землетрясений с $M_S < 6$.

Для Среднего Каспия в интервале времени до 1968 г. определены механизмы четырех землетрясений: Казанджикского 1946 г. и трёх сильных событий 1961–1966 гг. в Дербентском прогибе. Первое показало близвертикальное положение T -оси и почти горизонтальную северо-восточную ориентировку P -оси, что согласуется с надвиговым типом подвижки (рис. 185, I). Три других события характеризовались близвертикальным положением P -оси при разном, но неизменно почти горизонтальном положении T -оси. У 10 землетрясений 1968–1977 гг. в Среднем Каспии большинство P -осей ориентировано наклонно или почти горизонтально в направлении ССЗ–ЮЮВ (σ_3 падает на ССЗ под углом 14°), тогда как все T -оси, кроме одной, группируются в пояс, простирающийся на ЗЮЗ–ВСВ. В этот пояс попадают и единичные P -оси, но выделяется область близвертикального положения T -осей, где P -оси отсутствуют – ситуация, противоположная той, что была до 1968 г. (рис. 186, I). Для 14 землетрясений 1978–1991 гг. большинство P -осей сохраняют прежнее направление (σ_3 падает на ЮЮВ под углом 28°), а все T -оси, кроме одной, группируются в пояс,

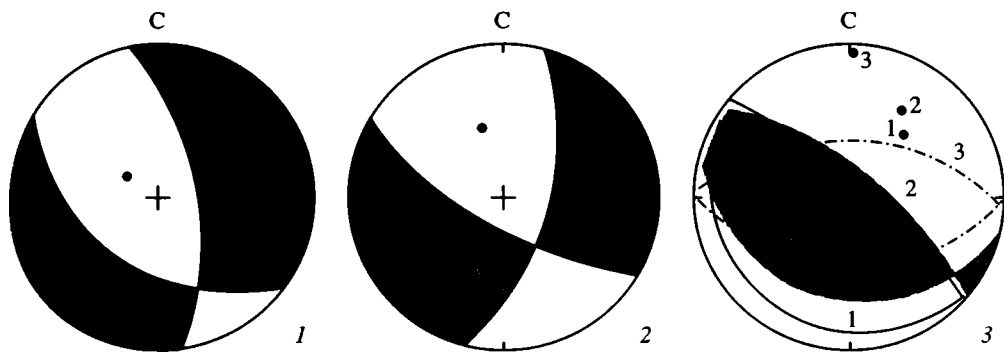


Рис. 185. Механизмы очагов землетрясений: 1 – Казанджикского (04.11.1946), 2 – Рудбарского (20.06.1990), 3 – Каспийских (1 – 06.03.1986, 2 – 16.09.1989, 3 – 17.09.1989) [Иванова, Трифонов, 2002]

Условные обозначения см. на рис. 186

Fig. 185. Focal mechanisms of the earthquakes: 1 – Kazandjik (04,11,1946), 2 – Rudbar (20,06,1990), 3 – Caspian (1 – 06,03,1986, 2 – 16,09,1989, and 3 – 17,09,1989) [Иванова, Трифонов, 2002]

See fig. 186 for the legend

простирающийся на ЗЮЗ–ВСВ. Но в нём, в отличие от предыдущей эпохи, не обособляется близвертикальная область полного отсутствия P -осей (рис. 186, 2).

В Южном Каспии для периода 1957–1968 гг. определены механизмы четырёх землетрясений. T -оси трёх событий занимают близвертикальное положение, а P -оси образуют пояс вокруг них (рис. 186, 3). В 1969–1977 гг. (8 событий) область T -осей приобретает более горизонтальное положение с направлением на ССВ–ЮЮЗ (σ_1 падает на ССВ под углом 20°), а пояс P -осей оказывается ориентированным на ЗСЗ–ВЮВ (рис. 186, 4). Затем происходит радикальная перемена. У 17 землетрясений 1978–1990 гг. (без Рудбарского землетрясения 1990 г. и его афтершоков) большинство P -осей ориентированы на ЗЮЗ и ВСВ, а T -оси образуют пояс между ними, причём выделяется близвертикальная область подавляющего преобладания T -осей (рис. 186, 5). Решение механизма Рудбарского землетрясения [Мострюков и др., 1994] вписывается в эту картину (рис. 185, 2). Одна из границ его секторов, простирающаяся на ЗСЗ и предполагающая левую взбросо-сдвиговую подвижку, близка по направлению к возникшему при землетрясении сейсмогенному разрыву именно с таким смещением. Ещё более тесное сходство с ним получилось при решении механизма, предложенном М. Берберяном [Berberian et al., 1992].

В Апшеронском пороге до 1978 г. определён механизм очага лишь одного землетрясения. Обобщение 30 решений механизмов 1978–1990 гг. дало своеобразную картину (рис. 186, 6), при которой P -оси вертикальны или наклонены главным образом в западных румбах (σ_3 падает на В под углом 50°), а T -оси – в восточных румбах (σ_1 падает на ЮЮЗ под углом 40°). Промежуточная ось σ_2 оказывается почти горизонтальной. Такое положение осей сейсмоструктурной деформации благоприятно для возникновения крутых разрывов с вертикальными перемещениями и горизонтальных срывов коровых и верхнемантийных пород. Решения механизмов трёх сильнейших землетрясений Апшеронского порога в 1986 и 1989 гг. (рис. 185, 3) вписываются в эту картину расположением их осей, но простираение крутой границы секторов более

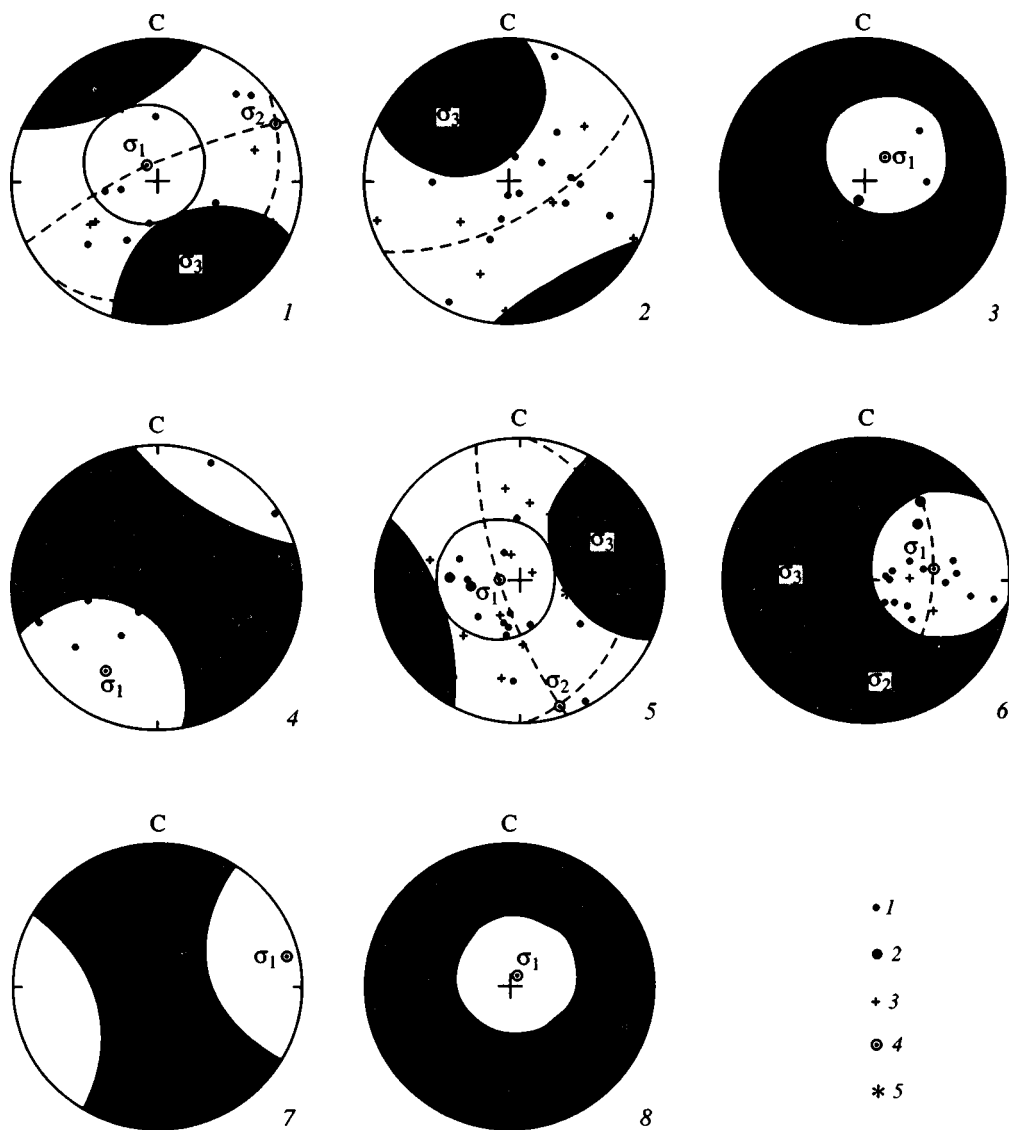


Рис. 186. Сейсмотектоническая характеристика отдельных частей Каспийского региона в разные интервалы времени: 1, 2 – Средний Каспий: 1 – 1968–1977 гг.; 2 – 1978–1991 гг.; 3–5 – Южный Каспий: 3 – 1957–1968 гг.; 4 – 1969–1977 гг.; 5 – 1978–1990 гг. (без Рудбарского землетрясения 1990 г. и его афтершоков); 6 – Апшеронский порог, 1980–1991 гг.; 7, 8 – весь регион: 7 – 1946–1977 гг.; 8 – 1978–1991 гг. [Иванова, Трифонов, 2002]

1, 2 – Т-оси землетрясений: 1 – с $M_S < 6$; 2 – с $M_S \geq 6$; 3, 4 – Р-оси землетрясений: 3 – с $M_S < 6$; 4 – с $M_S \geq 6$; 5 – расчётные положения главных осей деформации σ_1 , σ_2 и σ_3

Fig. 186. Seismotectonic characteristics of different parts of the Caspian region during different time intervals: 1, 2 – Middle Caspian: 1 – 1968–1977; 2 – 1978–1991; 3–5 – South Caspian: 3 – 1957–1968; 4 – 1969–1977; 5 – 1978–1990 (without the Rudbar 1990 earthquake and its aftershocks); 6 – Apsheron Threshold, 1980–1991; 7, 8 – the region as a whole: 7 – 1946–1977; 8 – 1978–1991 [Иванова, Трифонов, 2002]

1, 2 – T-axes of earthquakes: 1 – $M_S < 6$; 2 – $M_S \geq 6$; 3, 4 – P-axes of earthquakes: 3 – $M_S < 6$; 4 – $M_S \geq 6$; 5 – calculated location of the main axes of deformation σ_1 , σ_2 , and σ_3

широтное (запад-северо-западное) и предполагает преобладание вертикального смещения.

Итак, напряжённо-деформированное состояние региона было различным в разных его частях и в отрезки времени, различающиеся режимами изменения уровня моря. Важнейшие перемены приходятся на 1977–1978 гг., когда падение уровня Каспия сменилось его длительным подъёмом. Они особенно ощутимы в Южном Каспии, где простираение осей сжатия и растяжения изменилось почти на 90° , тогда как в Среднем Каспии произошло лишь отклонение осей σ_1 и σ_3 соответственно от вертикального и горизонтального положений.

Эти изменения наглядно проявились и в интегральном эффекте суммирования всех определённых механизмов очагов землетрясений региона. До 1977 г. интегральное растяжение субширотное и его можно считать одноосным, тогда как сжатие представляется кольцевым, будучи ориентировано либо вертикально, либо в близмеридиональных направлениях (рис. 186, 7). После 1977 г. растяжение, оставаясь одноосным, становится субвертикальным, а кольцевое сжатие характеризуется пологим наклоном осей, которые простираются в разных, но чаще юго-западных румбах (рис. 186, 8). Тектонический смысл этих изменений рассматривается ниже.

7.1.5. Роль современных тектонических процессов в колебаниях уровня Каспия

Представленные данные показывают, что сейсмическая активизация очаговых зон, расположенных в прогибающихся структурах (провинции I, III, VI, VII), сопровождалась падением уровня Каспия, тогда как активизация прибрежных склонов горных поднятий (IV, V и отчасти II) – его подъёмом. Эта связь, выраженная изменениями как коровой, так и верхнемантийной сейсмичности, позволяет ставить вопрос о влиянии современных тектонических процессов, частично отражающихся в сейсмичности, на изменение формы морского бассейна и, соответственно, его уровня. При этом особенно важной представляется противофазность сейсмической активизации Дербентского прогиба (провинция I) и обрамлений Южнокаспийской впадины (провинции IV и V), поскольку там масштаб тектонических деформаций может многократно превосходить их сейсмические проявления.

Для оценки деформационных воздействий на объём акватории особое значение имеет тектоническая интерпретация глубоких землетрясений, наиболее многочисленных под Апшеронским порогом (до 70 км) и Дербентским прогибом (до 110 км). По мнению некоторых исследователей [Уломов и др., 1999], они могут отражать процесс субдукции Южного Каспия с его утонённой корой под континентальную «туранско-скифскую» литосферу Среднего Каспия. В пользу этого свидетельствуют особенности механизмов очагов землетрясений Апшеронского порога, указывающие на возможность субгоризонтального срыва (см. рис. 186, 6), и углубление очагов от порога к северу. Сам порог при такой интерпретации может быть результатом нагнетания отслоенного чехла перед фронтом северной плиты.

Признавая формирование порога в результате сжатия отслоенного чехла, отметим, однако, что мантийная сейсмичность представлена не на всём протяжении Среднего Каспия, а лишь в Дербентском прогибе, что заставляет связывать его глубокие землетрясения, по крайней мере частично, с взаимодействием прогиба и соседнего горного сооружения. Они представляют собой динамопару, сходную с той, что образует Южнокаспийская впадина с её обрамлениями-

ми – Эльбурсом и Талышом, с одной стороны, и Апшеронским порогом над тектоническим уступом Среднего Каспия, с другой. Эти структуры находятся в условиях коллизионного сжатия, на которое указывают как морфология новейших нарушений обрамлений обеих впадин [Милановский, 1968; Berberian et al., 1992; Копп, 1997; Трифонов, 1999], так и их современные деформации, определённые космогеодезическими измерениями [Шевченко и др., 1999; McClusky et al., 2000], причём на обрамлении Южного Каспия проявления современного сжатия более интенсивны.

В стадии усиления сжатия происходят надвигание горных сооружений на сопряжённые прогибы и их поперечное укорочение, приводящее к уменьшению объёма ванны и подъёму уровня моря. Именно такие стадии отражает усиление сейсмичности на обрамлениях Южнокаспийской впадины, где к тому же сжатие сопровождалось усилением роста подводных антиклиналей, приводящим к дополнительному подъёму уровня. В стадии ослабления сжатия ускоряется погружение отрицательных структур – Дербентского и других прогибов, отражающееся в усилении сейсмичности их очаговых зон и приводящее к падению уровня моря.

Этим деформационным проявлениям изменений интенсивности сжатия могли сопутствовать вторичные эффекты – разуплотнение очагов сильнейших землетрясений, приводящее к отмеченным выше скачкообразным подъёмам уровня моря, и возможные источники дополнительного опускания, на которые указывают две особенности глубинного строения наиболее интенсивно прогибавшихся в плиоцен-четвертичное время структур.

Во-первых, в Дербентском прогибе непосредственно под разделом Мохо выделяется высокоскоростной слой, мощность которого от гор к прогибу возрастает от 5 до 16 км [Краснопевцева, 1984]. Возможно, он представлен эклогитизированными породами, на что указывает и наличие отрицательной изостатической аномалии [Артемьев, Кабан, 1986]. В Южнокаспийской впадине наличие ещё большей отрицательной изостатической аномалии также позволяет предполагать существование под разделом Мохо слоя пород, более плотных, чем нижележащая мантия [Артемьев, Кабан, 1986]. По мнению Е.В. Артюшкова [1993], он может быть сложен эклогитами, возникшими из низов прежней коры в ходе интенсивного плиоцен-четвертичного погружения.

Во-вторых, несмотря на тектоническое скупивание, доплиоценовый осадочный чехол Восточного Кавказа не утолщён по сравнению с Дербентским прогибом, поскольку частично эродирован. В сочетании с присутствием под горным сооружением корового волновода, выклинивающегося к прогибу, это может свидетельствовать об изостатической компенсации перемещения эродируемого материала в прогиб. С новейшими структурно-вещественными преобразованиями может быть связано и появление волновода в основании коры Южнокаспийской впадины [Родкин, 2000], присутствующего и в разрезе Нижнекуринской впадины (район с. Саатлы) [Краснопевцева, 1984]. Обе особенности отражают процессы, способные привести к сокращению мощности коры прогибов и дополнительному погружению их поверхности.

Приведённые соображения, вытекающие из анализа новейшей структуры и изменений сейсмичности провинций, подтверждаются результатами исследования механизмов очагов землетрясений. Так, эпоха между 1960 и 1978 гг., когда наибольшая сейсмичность была сосредоточена в Дербентском прогибе и прогибах, продолжающих котловину Южного Каспия на запад (Нижнекуринская впадина) и восток (Юго-Восточный Каспий и Западнотуркменская впадина), характеризовалась уменьшением поперечного горизонтального сжатия. При глубо-

ких землетрясениях 1961–1966 гг. под Дербентским прогибом сжатие было вертикальным, а растяжение – субгоризонтальным и разнонаправленным, что может быть проявлением эклогитизации низов коры и погружения тяжёлых эклогитизированных масс. В 1968–1977 гг. сжатие там стало субгоризонтальным, но ориентированным вдоль прогиба, что приводило к активизации продольных сбросов и, соответственно, погружения. Во впадине Южного Каспия при генеральном простирании структур на СЗ оси растяжения были ориентированы поперёк к ним, а оси сжатия образовывали пояс запад-северо-западного простирания, что также приводило к сбросовым перемещениям, углублявшим впадину. Результатом было падение уровня моря.

С 1978 г. в Дербентском прогибе наклон σ_3 увеличился, а оси растяжения приобрели более разнообразную ориентировку. Возникли условия, благоприятные для сбросов, но не продольных сбросов, ранее приводивших к углублению ванны. Сейсмичность сосредоточилась на краях и обрамлениях Южнокаспийской котловины, где сжатие приобрело направление на ВСВ–ЗЮЗ – поперек к простиранию коллизионных структур, что способствовало поперечному укорочению и приводило к уменьшению объёма и подъёму уровня моря. Этому способствовало усиление вертикальных движений в Апшеронском пороге, реконструируемое из ориентировки осей T и P в очагах землетрясений (см. рис. 186, б).

На различиях напряжённо-деформированного состояния Южного и Среднего Каспия сказывалась кинематика разделяющей их зоны активных разломов. В её копетдагской части, как отмечено выше, ведущим был правый сдвиг, а на Юго-Восточном Кавказе регистрируются взбросовые подвижки, возможно, дополняемые левым сдвигом. При таком изменении характера движений в единой зоне разломов её южное крыло относительно сжималось и укорачивалось, а северное растягивалось и удлинялось. Это приводило к углублению Среднего и сокращению Южного Каспия, ускорявшимся в фазы их сеймотектонической активизации.

Представляет интерес и еще один аспект соотношений изменений сейсмичности с колебаниями уровня Каспия. Наибольшим количеством выделенной сейсмической энергии характеризовались 1884–1910 гг. Этот импульс тектонической активизации не отразился существенно на уровне моря (возможно, из-за своей всеобщности), но предварил его последующие резкие колебания. Усиление сейсмичности Южного Каспия началось раньше подъёма уровня с 1978 г. и лишь ускорило в стадию подъёма (см. рис. 182). Если эти и другие подобные изменения соотношений между параметрами сейсмичности провинций предшествуют изменениям режима колебаний уровня моря, может быть, их удастся использовать как предвестники его будущего поведения. Отработка методики такого мониторинга требует дальнейших исследований.

Современные тектонические процессы могли вызывать изменения не только формы акватории, но и величины подземного стока. Это самостоятельная тема исследований. Поэтому здесь ограничимся лишь самыми общими и предварительными соображениями, касающимися преобразования накопленных в бассейне осадков, среди которых ведущая роль принадлежит глинам. Глинистый осадок содержит до 80% воды. Основная её часть находится в порах и лишь менее 40% – в физически и химически связанном виде [Леонов и др., 1998]. По мере осадконакопления под действием нагрузки вышележащих осадков свободная вода отжимается, и уже на глубине 1,5 км пористость сокращается до 8–10%. Отжим такой воды внутри морского бассейна не изменяет его уровня. В соседних с Каспием прогибах суши подобный отжим пополняет сток и тем самым

способен влиять на уровень моря. Усиление сейсмичности может его ускорять из-за вибрационного эффекта землетрясений.

Важной представляется роль глубинного преобразования глин, затрагивающего связанную воду. Здесь, при температурах 100–140° и высоких давлениях, в которых принимает участие и тектоническая нагрузка, ведущая роль принадлежит преобразованию монтмориллонита, основного глинистого минерала зоны выветривания, в гидрослюду [Холодов, 1983]. При таком переходе выделяется до 10% воды от первоначального веса породы. Освободившаяся вода создает аномально высокие пластовые давления, которые могут сниматься удалением воды по пластам-коллекторам или разломам. На роль этого фактора в колебаниях уровня Каспия обратил внимание Н.А. Шило [1989; Шило, Кривошей, 1989].

Особое место здесь принадлежит впадине Южного Каспия, где сконцентрирована большая часть подземных вод Каспийского бассейна [Леонов и др., 1998]. Высокая скорость её погружения привела к недоуплотнению глин и неполному отжатию подземных вод, которые служат источниками аномально высоких пластовых давлений уже на глубинах до 5–6 км. Глубже, на 7–12 км, прослежена региональная зона сильного разуплотнения [Гулиев и др., 1988], вероятно, соответствующая области перехода монтмориллонита в гидрослюду и высвобождения связанной воды [Холодов, 1990]. Количество воды, способной высвободиться на этих глубинах в Южном Каспии, – порядка 10^{20} г, т.е. соизмеримо с объёмом Каспийского моря (около $0,75 \times 10^{20}$ г).

Вода зон аномально высоких пластовых давлений концентрируется во флюидных очагах, разгружаемых в грязевых вулканах самой впадины или по пластам-коллекторам на её обрамлениях [Холодов, 1991]. Возникновение новых трещин и активизация существующих каналов при сильных землетрясениях способны за несколько месяцев разгрузить флюидные очаги. Интенсивность сейсмогенного трещинообразования зависит не столько от энергии, сколько от глубины сейсмических очагов и механизмов землетрясений. Поэтому даже события с магнитудами $M_s = 5-6$ достаточны, чтобы вызвать подобные гидроизвержения, а эпохи усиления сейсмичности – обеспечить поступление на поверхность миллиардов кубометров воды. Так, П.П. Иванчук [1994] оценил количество водной массы одного грязевулканического извержения в складке Ахтарма-Пошалы в Азербайджане в $0,8 \times 10^{16}$ г, что составляет пятую часть объема воды, необходимой для среднегодового подъёма уровня Каспия в 1982–1997 гг. на 0,1 м [Леонов и др., 1998].

Обосновывая воздействие тектонических процессов на современные колебания уровня Каспия, мы не отрицаем значительного и, может быть, решающего влияния на него изменений погодно-климатических условий и разбора воды питающих рек и, прежде всего, бассейна Волги на орошение и другие технические нужды. Оценка изменений водного баланса Каспия, основанная на определении стока и, с меньшей точностью, испарения, объясняет многие, но не все особенности колебаний его уровня. Вместе с тем эти колебания, как показано, коррелируют с вариациями сейсмичности провинций Каспия. Полагаем поэтому, что воздействия на уровень моря явлений, связанных с тектоническими процессами, были достаточно ощутимыми, хотя подсчёт количественных соотношений между ними и вариациями баланса воды в результате погодно-климатических изменений – дело будущего.

Тектонические воздействия являются интегральным эффектом деформационных процессов, вызывающих изменение объёма акватории (углубление прогибов, поперечное укорочение, рост локальных антиклиналей), возможно, до-

полняемых дискретным поступлением воды из глубоких горизонтов осадочного чехла. Оно может играть особенно заметную роль в быстро и глубоко прогнозируемой Южнокаспийской впадине, где этому способствуют активизирующиеся при землетрясениях разрывы.

7.2. ПОЗДНЕГОЛОЦЕНОВЫЕ КОЛЕБАНИЯ УРОВНЯ ЧЁРНОГО МОРЯ И ИСТОРИЯ ТАМАНСКОГО ПОЛУОСТРОВА

7.2.1. Позднечетвертичные колебания уровня Чёрного моря

В отличие от замкнутого Каспийского водоёма, где интегральный эффект изменений водного баланса и тектонической деформации ванны непосредственно отражается в колебаниях уровня моря, изменения водного баланса бассейнов, сообщаемых с мировым океаном, не приводят к подобным колебаниям. Эвстатические колебания их уровня коррелируют с изменениями уровня мирового океана, на которые и накладываются проявления тектонических движений. Примером такого наложения служит Месопотамский передовой прогиб (см. гл. 5). Чёрное море представляет собой более сложный случай полузамкнутого водоёма, сообщение которого с мировым океаном в отдельные эпохи четвертичного периода прерывалось или затруднялось, и полного выравнивания уровня с мировым океаном могло не происходить.

В плейстоцене уровень Чёрного моря испытывал неоднократные значительные колебания, которые, в отличие от Каспия, коррелируют с изменениями уровня Средиземного моря и, в конечном счёте, мирового океана (рис. 187) [Свиточ и др., 1998; Каплин, Селиванов, 1999]. В начале позднего плейстоцена, примерно отвечающем ресс-вюрмскому (микулинскому) межледниковью, имела место карангатская трансгрессия, уран-иониевые (U/Th) датировки которой, полученные по уточнённой методике, лежат в интервале $125 \div 95$ тыс. лет [Арсланов и др., 1983]. В её максимальную фазу уровень Чёрного моря, вероятно, превышал современный на 6–8 м [Федоров, 1978]. Затем, с наступлением вюрмского (валдайского) оледенения, уровень моря резко упал, но в эпоху средневалдайского интерстадиала поднялся и достигал отметок от –20 до –30 м, оставив на дне моря тарханкутский комплекс морских отложений, датированный в интервале $35 \div 25$ тыс. лет [Каплин, Селиванов, 1999]. В главную фазу валдайского оледенения уровень моря вновь упал до отметки –100 м, а затем начал подниматься, и в нём сформировался комплекс новоэвксинских отложений, датированный в интервале от 18 до $11 \div 8$ тыс. лет. Этот бассейн, как и в другие подобные регрессивные фазы развития Чёрного моря, был опреснённым, и его уровень, поднявшись к концу, оставался по меньшей мере на 30 м ниже современного.

Последующий подъём уровня происходил быстро и скачкообразно [Невский, 1967], так что ещё в раннем голоцене установился сток черноморских вод в Средиземное море. Однако затем уровень последнего стал подниматься быстрее, что привело к прорыву средиземноморских более солёных вод в Чёрное море. Возраст прорыва исследователи датируют по-разному. Некоторые из них [Островский и др., 1977; Балабанов, Измайлов, 1990] полагают, что он имел место в VIII тысячелетии до н.э., что подтверждается резким сокращением поступления пресных вод в Мраморное море около 9,5 тыс. лет назад (в середине VIII тысячелетия) [Stanley, Blamblad, 1980]. Другие относят это событие к середине VI тысячелетия.

В последние годы У. Райен, У. Питман и Р. Боллард высказали аргументы в пользу того, что прорыв случился именно в середине VI тысячелетия, приведя к

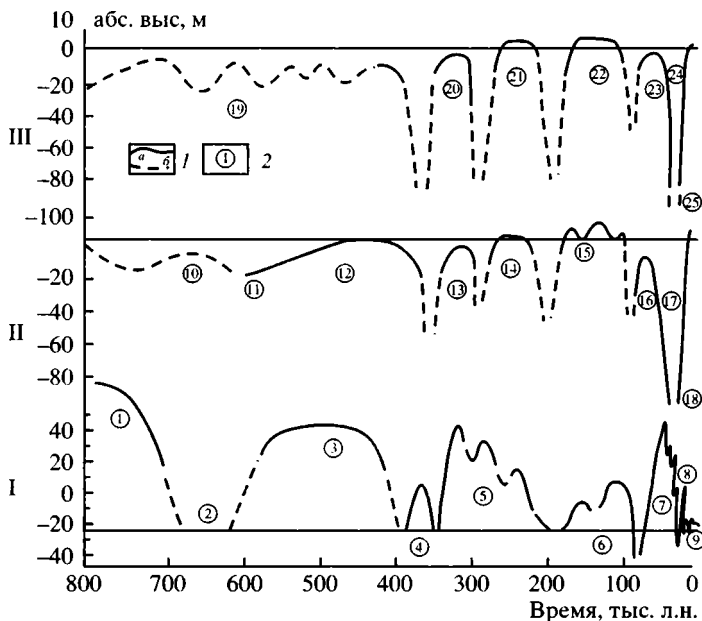


Рис. 187. Сопоставление колебаний уровней Каспийского, Чёрного и Средиземного морей в четвертичное время [Свиточ и др., 1998; Каплин, Селиванов, 1999]

l – уровни морей: *a* – относительно достоверные, *б* – предполагаемые; 2 – бассейны – Каспийское море: 1 – апшеронский, 2 – тюркянский, 3 – бакинский, 4 – урунджикский, 5 – раннехазарский, 6 – позднехазарский, 7 – раннехвалынский, 8 – позднехвалынский, 9 – новокаспийский; Черное море: 10 – гурийский, 11 – раннечаудинский, 12 – позднечаудинский, 13 – древнеэвксинский, 14 – узунларский, 15 – карангатский, 16 – тарханкутский, 17 – новозевксинский, 18 – черноморский; Средиземное море: 19 – сицилийский, 20 – милаццкий, 21 – палеотирренский, 22 – эотирренский, 23 – неотирренский, 24 – послетирренский, 25 – верзильский

Fig. 187. Correlation of changes of levels of the Caspian, Black and Mediterranean seas during the Quaternary [Свиточ и др., 1998; Каплин, Селиванов, 1999]

l – sea levels: *a* – proved, *b* – supposed; 2 – basins of different epochs – Caspian Sea: 1 – Apsheron, 2 – Tyurkyan, 3 – Baku, 4 – Urundjik, 5 – Earlier Khazar, 6 – Late Khazar, 7 – Earlier Khvalyn, 8 – Late Khvalyn, 9 – Neocaspien; Black Sea: 10 – Guri, 11 – Earlier Chauda, 12 – Late Chauda, 13 – Paleo-Euxin, 14 – Uzunlar, 15 – Karangat, 16 – Tarhankut, 17 – Neo-Euxin, 18 – Chemomorsky; Mediterranean Sea: 19 – Sicilian, 20 – Milazzian, 21 – Paleo-Tirrenian, 22 – Eo-Tirrenian, 23 – Neo-Tirrenian, 24 – After-Tirrenian, 25 – Versil

резкому увеличению солёности черноморских вод и затоплению прибрежных мезолитических стоянок у берегов Турции [Gore, 2000]. Амплитуду такого катастрофического подъёма уровня моря эти авторы оценивают величиной до 150 м, что противоречит данным по более северным прибрежным регионам, согласно которым уровень моря повышался скачкообразно, но длительно и во всяком случае не достигал таких амплитуд. При этом подъёмы могли чередоваться с небольшими кратковременными регрессиями (рис. 188).

П.В. Федоров [1978] выделил среди морских отложений голоцена древнечерноморские, новочерноморские и нимфейские слои. Во время формирования древнечерноморских отложений, датируемых возрастaми 8,5–6,5 тыс. лет, уровень моря повышался от –30–20 м до –17–8 м [Островский и др., 1977; Щербаков, 1982]. В среднем голоцене (новочерноморские слои) он достиг современной отметки и эпизодически мог даже превышать её на величину до 2 м. Отмечены две фазы наивысшего стояния моря: в III (пик атлантического оптимума) и II тысячелетиях до н.э. [Федоров, 1982; Тквалчрелидзе, 1989]. Их разделяла рег-

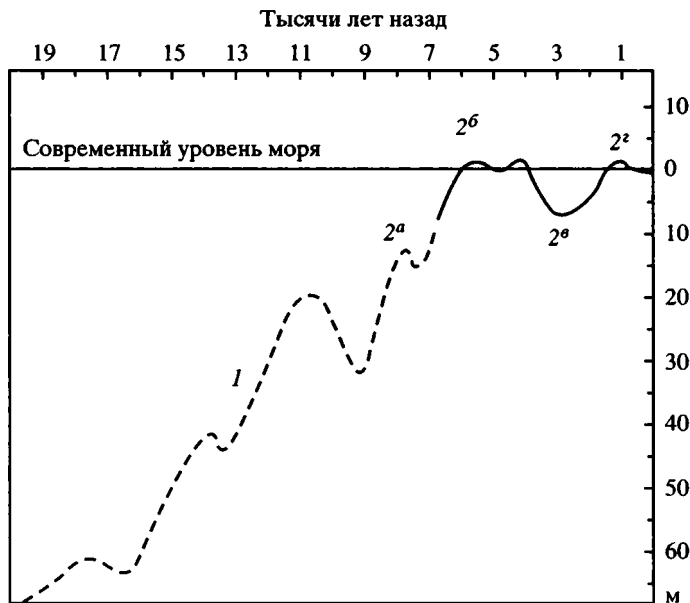


Рис. 188. Схематическая кривая колебания уровня Чёрного моря в конце плейстоцена и в голоцене [Федоров, 1977]

1 – новозвксинская трансгрессия, 2^a – древнечерноморская трансгрессия, 2⁶ – новочерноморская трансгрессия, 2^e – фанагорийская регрессия, 2² – нимфейская трансгрессия

Fig. 188. Schematic curve of the Black Sea level changes in the end of Pleistocene and Holocene [Федоров, 1977]

1 – Neoeuxinean transgression; 2^a – Old-Black-Sea transgression; 2⁶ – New-Black-Sea transgression; 2^e – Phanagorian regression; 2² – Nymphean transgression

рессивная фаза начала суббореала. В дельте р. Дуная (Сасыкский лиман) она отмечена слоем торфяника с радиоуглеродной датой 4070 ± 50 лет [2800–2500 гг. до н.э.] среди морских отложений [Садчикова, Чепалыга, 1999]. По мнению А.Л. Чепалыги, регрессия составила несколько метров, хотя на положение торфяника могло оказать влияние тектоническое опускание в зоне разломов на границе Восточно-Европейской платформы и Мизийской плиты [Трифонов, 1999].

Наиболее важной для рассматриваемой ниже истории греческой колонизации черноморских побережий явилась фанагорийская регрессия. Её амплитуда, время начала и окончания являются предметом дискуссии. Регрессия обосновывается главным образом археологическими данными (рис. 189). Следы частичного затопления обнаружены во многих античных городах Чёрного моря – Тире, Ольвии, Херсонесе, Нимфее, Пантикапее и его окрестностях, Фанагории и других поселениях Таманского залива, Диоскурии. Появились также сообщения о затоплении античных поселений на турецком побережье моря [Gore, 2000]. Очевидно, все они сооружались при более низком его уровне.

По оценке В.Д. Блаватского [1967], около трети территории крупнейших городов Ольвии и Фанагории сейчас находятся под водой. В наиболее низких их частях скопления керамики, каменные развалы, а иногда и сохранившиеся фундаменты сооружений погружены до глубин не менее 4 м [Блаватский, 1961; Федоров, Шилик, 1968; Каплин, Селиванов, 1999]. П.В. Фёдоров [1978], со ссылкой

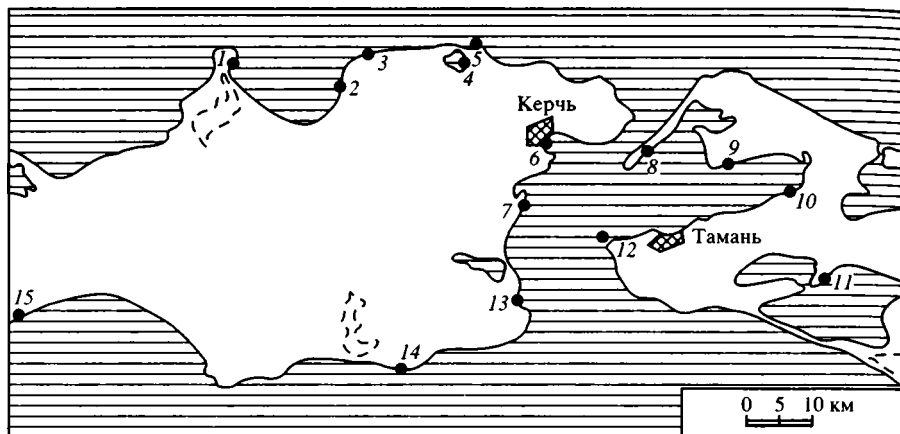


Рис. 189. Античные поселения в районе Боспора Киммерийского [Никонов, 1998]

1 – мыс Казантип, юго-восточный берег, 2 – Золотое, 3 – Салачик (Генеральское западное), 4 – Чокракский мыс, 5 – Зенонов Херсонес (мыс Зюк), 6 – Пантикапей, 7 – Нимфей, 8 – коса Чушка, 9 – Патрей, 10 – Фанагория, 11 – Кизилташский лиман, 12 – основание косы Тузла, 13 – Акра, 14 – Киммерик, 15 – Феодосия (Кафа)

Fig. 189. Antique settlements of the Bosphor Kimmerian region [Никонов, 1998]

1 – Cape of Kazantip, southeastern coast, 2 – Zolotoe, 3 – Salachik (Generalskoe-Western), 4 – Cape of Chokrak, 5 – Zenon Hersones (Cape of Zyuk), 6 – Panticapeum, 7 – Nympeum, 8 – Chushka spit, 9 – Patreum, 10 – Phanagoria, 11 – Kiziltash bay, 12 – Tuzla spit, 13 – Acra, 14 – Kimmerik, 15 – Pheodosia (Kafa)

на данные И.Л. Грач, отмечает постройки Нимфея на глубинах до 6 м, а А.А. Никонов [1998] сообщает об остатках стен усадьбы с керамикой последней четверти IV в. до н.э. в 0,4 км к югу от этого города; сейчас эти стены высотой до 2,2 м полностью находятся под водой.

В Пантикапее имеются сведения о затопленных древних портовых сооружениях, а остатки античной керамики обнаружены в городских скважинах на глубинах до 3,5 м [Никонов, 1998]. А.А. Никонов приводит также сведения об остатках древнего мола в гавани Феодосии, поверхность которого сейчас находится в 2–3 м ниже уровня моря, и исследованных К.К. Шиликом остатках сооружений Акры на глубинах до 3,5 м. Особенно показателен колодец Акры, обнаруженный в 140 м от современного берега на глубине 3 м. Он вырыт на 1,1 м и содержит обломки амфор начала IV в. – начала III в. до н.э. С учётом глубины колодца и поведения уровня грунтовых вод К.К. Шилик [1991] оценил падение уровня моря не менее, чем на 4,5 м.

В Таманском заливе, помимо Фанагории, наиболее полные сведения о величине регрессии дали исследования затопленной части античного Патрея, расположенного на западной окраине с. Гаркуша. Здесь керамические комплексы, обозначающие, вероятно, склады амфор, встречены на глубинах до 2,2–2,3 м (комплекс 520–480 гг. до н.э.), а развалы камней, маркирующие древние постройки – до 3,5 м в 280–290 м от берега [Османова, 1998; Таскаев, 1998]. В 98 м от берега на глубине 1,6 м обнаружен каменный колодец III в. до н.э., углубленный на 1,8 м. Другой колодец, IV в. до н.э., расположенный в 6 м от берега, имел глубину более 2,2 м. По мнению В.Н. Таскаева, уровень моря при функционировании колодцев был, по меньшей мере, на 4,5 м ниже современного.

При оценке амплитуды регрессии по этим данным следует иметь в виду, что жилые и хозяйственные постройки скорее всего строились не ниже, чем в

1–1,5 м над уровнем моря, чтобы избежать его штормовых воздействий. Глубина колодцев вблизи берега едва ли достигала уровня моря, хотя в ряде случаев проявления гидровулканизма (см. раздел 7.2.4) могли поставлять пресную воду и с большей глубины. Наконец, основания пристаней должны были находиться на глубинах не менее 1,5–2 м, чтобы обеспечить швартовку морских судов, а поверхности молов и пристаней – выступать над уровнем моря. С учётом этих соображений зафиксированное положение оснований сооружений на 4 м ниже современного уровня свидетельствует о большей амплитуде регрессии. По данным К.К. Шилика [1977], в районе Ольвии морские прибрежные илы на глубине 8 м от современного уровня моря несут следы перерождения в почву и содержат обломки керамики. Однако, по мнению П.А. Каплина и А.О. Селиванова [1999], илы, как и другие подобные рыхлые и водонасыщенные осадки, могли испытать позднейшее уплотнение. Таким образом, наиболее реальной представляется сделанная П.В. Фёдоровым [1978] оценка величины регрессии в 5–6 м.

В некоторых местах получены бóльшие значения. Так, А.А. Никонов [1997; Nikonov, 1996], вслед за И.П. Балабановым и М.В. Гаприндашвили [1987], интерпретирует как остаток крепостной стены Диоскурии развалы плит из «римского бетона», обнаруженные на дне Сухумской бухты на глубинах 6–10 м. Поскольку в начале I в. н.э. Страбон [1964] писал, что Диоскурия – богатый и процветающий город, а в середине того же века Плиний сообщает, что город разорен, он погиб в первой половине I в. На его месте, но ближе к современному берегу, не ранее 20 г. н.э. был построен Себастополис, первое упоминание о котором относится к 75 г. Непосредственно на современном берегу сохранились остатки его крепостной стены, наиболее удалённой от моря, тогда как более «мористая» часть города сейчас скрыта под водой на глубинах до 4–6 м. Однако и этот город оказался разрушенным в 337–338 гг., после чего был возведен новый Себастополис, занимавший лишь треть прежнего и вплотную прижатый к сохранившейся на суше крепостной стене. С V в. город, получивший название Цхум, стал развиваться дальше от берега.

А.А. Никонов [1997] приводит обоснования того, что Диоскурия в первой половине I в. и Себастополис в 330-х годах были разрушены сильными землетрясениями, которые дополнили предполагаемые сейсмические события VII, XI и XVIII вв. Они вызвали тектоническое погружение бухты, наложившееся на эвстатический подъём уровня моря. Возможно, сыграло роль и крупномасштабное сейсмогенное оползание берега [Разумов, 1997]. Такое сочетание эвстатических и тектонических процессов ставит под сомнение и оценки величины фанаторийской регрессии, сделанные на берегах Керченского и Таманского полуостровов. Как показано в разделе 7.2.3, молодые тектонические движения там действительно имели место. Но оценка амплитуды регрессии в 5–6 м основана, в числе прочих данных, на затоплении части Ольвии, расположенной на тектонически стабильном склоне Украинского щита, и потому представляется достаточно обоснованной.

Точное время начала фанаторийской регрессии неизвестно из-за неопределённости геологических данных и отсутствия археологических реперов. Одним из немногих указаний может служить радиоуглеродная дата 3240 ± 60 лет [1600–1435 гг. до н.э.], полученная из морских новочерноморских отложений под культурным слоем Ольвии на отметке, близкой к современному уровню моря [Шилик, 1977]. Очевидно, регрессия началась позже.

В I тысячелетии н.э. на смену ей пришла нимфейская трансгрессия, стратотип которой был описан П.В. Фёдоровым [1978] возле остатков Нимфея. Здесь, на террасе высотой до 2–2,5 м, описаны морские пески мощностью около 1 м с

Cardium edule и другими раковинами, перекрывающие наземные суглинки с керамикой и фундаментами зданий античного города. П.В. Фёдоров [1982] считает наиболее вероятным временем начала трансгрессии V в. н.э., хотя румынские данные позволяют говорить о более поздней дате – рубеже I и II тысячелетий.

Следует заметить, однако что приведённые выше оценки амплитуд фанагорийской регрессии относятся главным образом к слоям V–II вв. до н.э., тогда как римские постройки часто возводились на большей высоте. К.К. Шилик [1977] приводит свидетельство Диона Хрисостома, что подъём уровня моря в районе Ольвии начал ощущаться уже в I в. н.э. Хозяйственная зона поселения в Патрее, существовавшего с середины I в. н.э. до 341–342 гг., распространялось и на часть современного залива, но меньшую, чем в 550–270 гг. до н.э. [Абрамов, 1998]. В частности, один из керамических комплексов (склад амфор), датируемый I в. н.э., обнаружен в 100 м от берега на глубине около 1,5 м [Таскаев, 1998]. По-видимому, подъём уровня моря начался не позднее I в. н.э. и продолжался несколько веков, достигнув максимума к середине I тысячелетия.

По мнению П.В. Фёдорова [1978, 1982], уровень моря в нимфейскую трансгрессию мог достигать +1,5–2 м, но скорее всего не превышал +1 м. В VI–XV вв., возможно, имела место корсунская регрессия до –2–3 м, после которой уровень моря приблизился к современному.

7.2.2. История греческой колонизации Чёрного моря

Обсуждая ранние контакты грекоязычных племён и их предков с населением Причерноморья, следует различать два аспекта: во-первых, возможную миграцию этих племён из Причерноморья или через него на территорию Греции после распада индоиранско-греческой (и армянской?) языковой общности во второй половине III тысячелетия до н.э. (см. раздел 6.1.4); во-вторых, возможные контакты ахейских мореплавателей с населением Причерноморья и, в частности, Кавказа во второй половине II тысячелетия. Ранняя фаза становления микенской культуры, как результат взаимодействия ахейских мигрантов с коренным населением материковой Греции, датируется первой половиной II тысячелетия. Поэтому можно допустить, что древнегреческий миф об Огигесовом потоке является отголоском более ранних событий, имевших место не в Эгейском, а в Черноморском регионе в пору пребывания там предков ахейцев, – например, трансгрессии, наступившей в середине III тысячелетия после регрессии начала суббореала.

Рассматривая миф об аргонавтах как возможное отражение контактов ахейцев с жителями Кавказского Причерноморья, обратим внимание на отмеченные В.В. Ивановым [1990] заимствования двух обозначений руна (шкуры) в ахейско-греческом языке из картвельского и правосточнокавказского, причём последнее, сходное с хеттским *kursa*, В.В. Иванов относит к концу II тысячелетия. Впрочем, такое заимствование могло возникнуть при контактах, связанных с Троянской войной. Существует, однако, другое свидетельство раннего знакомства греков с Чёрным морем. Это смутное упоминание о киммерийцах, обитавших в Крыму, в гомеровской «Одиссее», посвящённой событиям позднеахейской эпохи и, возможно, отражающей отголоски знаний того времени, сохранившиеся у обитателей Восточно-Эгейского региона, откуда происходил Гомер, до VIII в. до н.э.:

Скоро пришли мы к глубокотекущим водам Океана;
Там киммериян печальная область, покрытая вечно
Влажным туманом и мглой облаков... [Одиссея, песнь XI].

Как бы то ни было, ранние контакты с Причерноморьем не были важным элементом ахейского мира, тем более что вскоре после Троянской войны связанная с ним микенская культура была разрушена (см. гл. 5 и раздел 7.3), и Греция на несколько столетий погрузилась в «темные века» [Андреев, 1989 а].

В VIII в. начинается новый подъём и становление того мира, который мы называем собственно Древней Грецией. И вскоре, уже в VII в. до н.э., устанавливаются торговые контакты греков с жителями Северного и Восточного Причерноморья. Не позже VI в. по побережьям возникает цепь городов-колоний, которая, по образному выражению Цицерона, походила на «кайму, подшитую к обширной ткани варварских полей» [Воронов, Михайлова, 1983]. Ведущую роль в этой мирной экспансии играли выходцы из ионийского Милета, принадлежавшего к восточно-эгейской культурной общности, где в наибольшей мере сохранились микенские традиции. Так возникли Ольвия в Пруто-Днепровском лимане, Гаргиппия, Диоскурия и Фасис на кавказском побережье, многочисленные города Керченского и Таманского полуостровов во главе с Пантикапеем и Фанагорией, тяготевшие к Боспору Киммерийскому (Керченскому проливу). Позднее, в V в. до н.э. дорийцами был основан Херсонес.

Возникшие города-полисы были политически независимыми друг от друга и от метрополии, хотя и сохраняли с ней культурные и экономические связи. Позднее эти связи расширились на другие древнегреческие государства. Основной экономики черноморских городов была торговля, в значительной мере транзитная. В Грецию поставлялись хлеб, скот, рыба и рабы. «Варварам» поступали продукты ремесленного производства и вино, среди которых были как привозные, так и местные изделия, а также греческое оливковое масло. В 480 г. до н.э. города, тяготевшие к Боспору Киммерийскому, объединились в Боспорское царство с центром в Пантикапее. Оно достигло наибольшего могущества в IV–III вв. При правителе Левконе I (IV в.) из Боспора в Афины вывозилось ежегодно до 16 тыс. т зерна.

С конца III в. обострились отношения греческих городов с соседними скифами. В итоге во II в. Ольвия попала в зависимость от них, а Боспор и Херсонес оказались в зависимости от разгромившего скифов в Крыму Понтийского царства, расположенного на южном побережье Чёрного моря. В I в. до н.э. Понтийское царство было сокрушено, и черноморские города оказались под властью Рима, способствовавшей их процветанию.

Со II в. до н.э. культура Боспора стала испытывать сарматское влияние. В дальнейшем оно усилилось наряду с воздействием других местных племён – синдов и меотов. В итоге к концу античного периода здесь сложилась своеобразная полиэтническая культура, в которой античная традиция сочеталась с культурными элементами других обитателей царства. Во второй половине III в. н.э. Северное Причерноморье подверглось нашествию готов. Была разгромлена Ольвия и существенно подорвана экономика Боспора. После кратковременного оживления нашествие гуннов в 370-х годах окончательно сокрушило Боспорское царство.

В средневековье вступили немногие города Боспора. Малая мощность и прерывистость культурных слоёв свидетельствуют о сокращении городского населения и частых разрушениях, связанных с миграциями, нашествиями и смежами сюзерена. До начала VI в. регион находится под влиянием аланов и гуннов, затем оказывается присоединённым к Византии, а с конца VII в. – к Хазарскому каганату. Его ослабление в конце VIII – начале IX в. вновь усиливает позиции Византии, и жизнь в крае оживает; на руинах античных городов вырастают новые поселения. Но нашествие печенегов сметает возрождённые города. В их

числе окончательно гибнет Фанагория. Сохраняются лишь Боспор (быв. Пантикапей) и Таматарха (быв. Гермонасса).

С начала X до начала XII в. здесь существует русское Тмутараканское княжество, а с начала XIII в. – гунуэзские торговые поселения и крепости. Они сохраняются и при татарском господстве, наступившем в середине XIII в. и исчезают лишь с распространением власти турок в 1475 г. С 1774 г. регион становится частью России. Миграции и смены сюзеренов изменили этнический состав населения. Они отразились и в смене названий городов: Пантикапей–Боспор–Корчев–Черкио–Керчь; Гермонасса–Таматарха–Тмутаракань–Матрега–Тамань.

7.2.3. Проявления молодой тектонической активности Таманского региона

До начала плиоцена территория Таманского полуострова оставалась областью морского осадконакопления, и лишь плиоценовая складчатость с проявлениями глиняного диапиризма привела к оформлению антиклинальных поднятий, между и рядом с которыми в середине и конце плиоцена накапливались речные и прибрежно-морские пески позднего киммерия и куяльника. С начала четвертичного периода структурный план, представленный пологими поднятиями, в общем совпадающими с возникшими антиклиналями, и депрессиями, к которым сейчас приурочены лиманы и субаэральные седловины между поднятиями, испытывал лишь частные изменения и осложнения, не вносящие принципиальных изменений в палеогеографию региона (рис. 190). Так, четвертичные морские отложения слагают узкие фрагментарные террасы вдоль современной береговой линии. Вместе с тем можно предполагать наличие в прошлом речных протоков, соединявших Таманский залив с Ахтанизовским лиманом как на севере, так и на юге. Некоторая моделировка структур связана с прибрежной оползневой деятельностью.

На фоне развития этих структурных форм происходили упомянутые выше неоднократные эвстатические колебания уровня моря, связанные с глобальными климатическими изменениями. В регрессивные фазы связь со Средиземным морем прерывалась, бассейн опреснялся, и русла северных рек продолжались более или менее далеко на современный шельф. В частности, осушалось Азовское море, и аллювиальные фации русла Дона обнаружены в Керченском проливе [Федоров, 1977; Щербаков и др., 1977]. В целом климатическо-эвстатические колебания фиксируются в лиманах и Керченском проливе чередованием морских фаций с аллювиальными и субаэральными, а на склонах поднятий и седловинах между ними – чередованием лёссовидных суглинков и супесей с погребёнными почвами. Система современных лиманов в значительной мере наследует дельту Кубани, разделяющуюся на несколько рукавов, впадавших главным образом в Чёрное море и Керченский пролив. Вероятно, к одной из таких эоплейстоценовых протоков приурочены отложения, содержащие знаменитый таманский комплекс млекопитающих. В трансгрессивные фазы дельта в большей или меньшей мере затоплялась морем.

Если отвлечься от грязевулканических построек, некоторые поднятия достигают 100-метровой высоты (до 126 м на горе Зеленой). Мощность субаэральных суглинков и супесей на сводах поднятий уменьшается до первых метров по сравнению с их крыльями и соседними седловинами, где она обычно превышает 10 м и иногда достигает 15–20 м. Такое сокращение до 1–3 м отмечено, например, вблизи мысов Каменного и Панагия, где выходят сложно дислоциро-

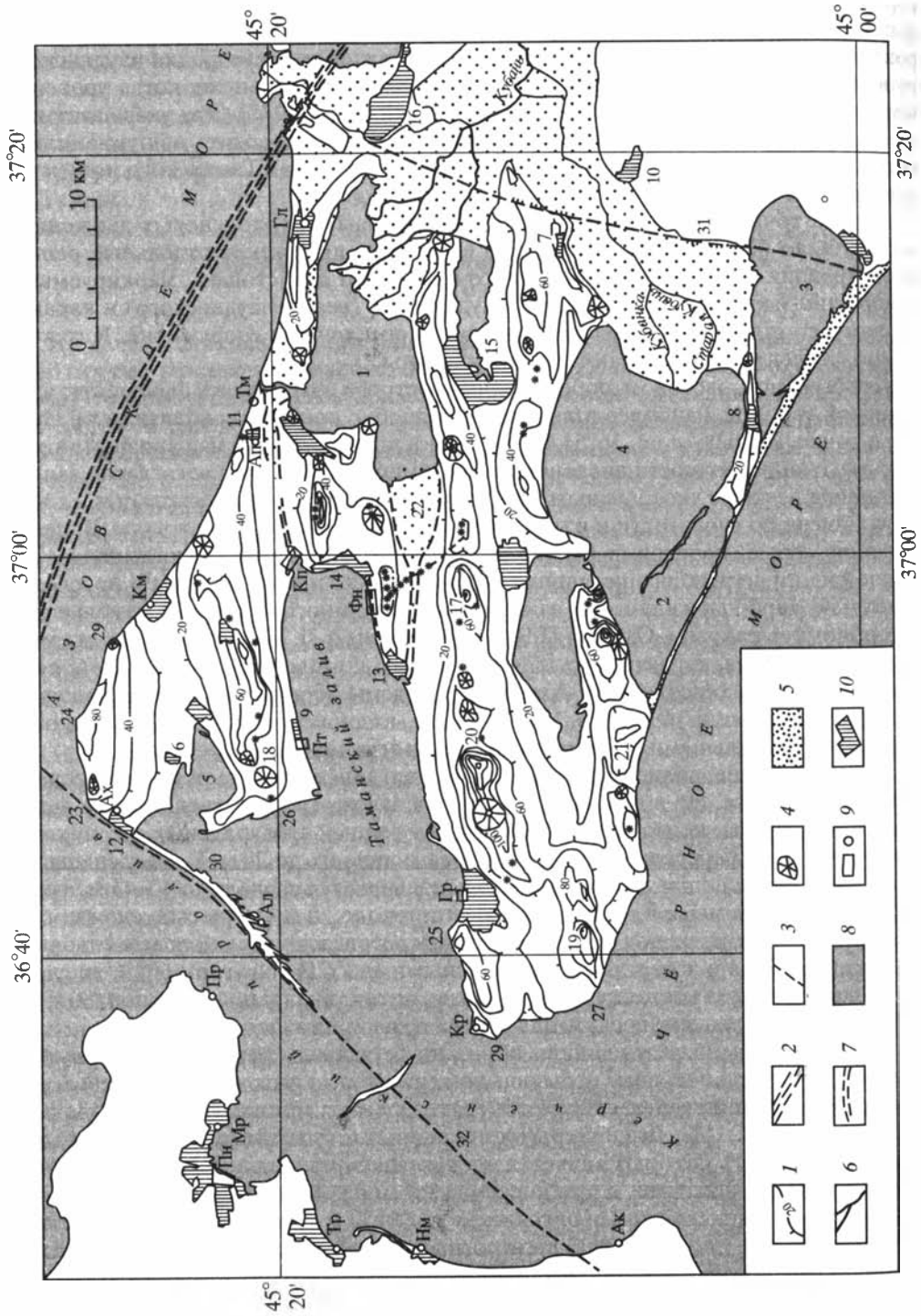
ванные комплексы пород миоцена. При этом уменьшается полнота разрезов субаэральных отложений и, в частности, количество погребённых почвенных горизонтов. Очевидно, поднятия росли в течение плейстоцена. На дне современных лиманов, Таманского, Бугазско-Кизилташского и Витязевского, зафиксированы погруженные на десятки метров прибрежно-морские фации чаудинского и древнеэвксинского комплексов, формировавшихся в эпохи, когда уровень моря был близок к современному [Островский и др., 1977]. Это указывает на столь же длительное погружение лиманов и позволяет оценить общую амплитуду плейстоценовых вертикальных движений в пределах Таманского полуострова в 150–200 м.

Более точно об интенсивности плейстоценовых и голоценовых движений можно было бы судить по изменению высотного положения отдельных реперов – древних береговых линий раннего и позднего плейстоцена, маркируемых прибрежно-морскими отложениями чаудинского (верхнечаудинского) и карангатского комплексов, и береговых античных поселений и сооружений. К сожалению, сведения о них не дают полной картины.

На северном, азовском, побережье полуострова сохранились фрагменты чаудинской террасы, наиболее известные и подробно описанные вблизи мыса Пекла в точке $45^{\circ}26,06'$ с.ш., $36^{\circ}54,90'$ в.д. Здесь на высоте 37 м над уровнем моря на размытой поверхности дислоцированных миоценовых глин несогласно залегает пачка песков с линзовидным прослоем (0,4 м) галечника в основании. Галька уплощена по слоистости и находится в обильном песчаном матриксе. Выше лежащие серые, прослоями рыжие и желтовато-серые пески, уплотненные в нижней части до рыхлого песчаника, горизонтально и косо слоисты и прослоями сильно карбонатизированы из-за присутствия многочисленных измельченных обломков раковин. Отсюда П.В. Федоровым и А.Л. Чепальгой определена фауна моллюсков, характерная для чаудинского комплекса; в этом же и более западных разрезах (возле мыса Ахиллеон) найдены остатки нижнеплейстоценовых млекопитающих [Федоров, 1978]. Общая мощность пачки – до 7 м. Она перекрыта субаэральными суглинками и супесями мощностью до 18 м.

Юго-восточные, вблизи пос. «За Родину» чаудинской считается 40-метровая береговая терраса. Но в ней чаудинские слои залегают существенно ниже, чем возле мыса Пекла, поскольку погребены под толщей субаэральных суглинков, которая, судя по береговым обрывам, имеет мощность до 20 м. К северо-западу от мыса Пекла подошва чаудинских слоёв повышается сначала до 40–45 м, а северо-западнее, на мысе Каменном, на высоте около 70 м чаудинские слои мощностью 5,6 м перекрывают с резким угловым несогласием миоценовые глины с пластами мергеля и известняка, наклонёнными на ССВ под углом 60° . Эти глины слагают крутую восточную периклиналь антиклинали, протягивающейся (с небольшим погружением оси) вдоль берега к мысу Ахиллеон.

Северное крыло антиклинали обрезано береговым уступом. Чаудинские слои представлены серыми и рыжевато-серыми песками, нередко косослоистыми. В основании залегает конгломерато-брекчия мощностью 0,2–0,4 м (до 0,9 м в карманах). Пески перекрыты покровными супесями и суглинками (до 3 м), нижняя часть которых является продуктом перемыва и выветривания чаудинских слоёв. Западнее, с приближением к мысу Ахиллеон и на самом мысу, подошва чаудинских слоёв опускается до 55–60 м. Они залегают на подстилающих породах миоцена с резким несогласием и имеют мощность до 7 м. Это параллельно, прослоями косо или волнисто слоистые пески, в нижней части уплотнённые до рыхлых песчаников и содержащие рассеянную гальку. Чуть восточнее мыса Ахиллеон в основании пачки присутствует линза (до 1,2 м)



конгломерато-брекчии. Юго-западнее мыса подошва чаудинских слоёв постепенно понижается до 30 м, затем 25 м и, наконец, 22–23 м вблизи северной окраины пос. Ильич. В этом же направлении сокращается их мощность – от 8 до 6,5 и 4,4 м. Мощность перекрывающих субаэральных супесей, в значительной мере представляющих собой продукт переработки чаудинских песков, не превышает 1,5 м.

Таким образом, в северной части Таманского полуострова подошва чаудинского комплекса мощностью до 8 м погружается с севера на юг (и вдоль западного побережья к пос. Ильич, и вдоль северо-восточного побережья к пос. «За Родину» и Пересыпи) от 60–70 м до 20–25 м (см. рис. 190). Она занимает наивысшее положение в ядре антиклинали, выраженной в рельефе поднятием. Её понижение в южных румбах совпадает с общим моноклиальным понижением поверхности, занимающей самое низкое положение вдоль оси, протягивающейся от Динского залива к северному краю Ахтанизовского лимана. Можно полагать поэтому, что современный рельеф этой части полуострова отражает послечаудинскую деформацию поверхности.

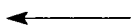


Рис. 190. Неотектоническая карта Таманского полуострова с элементами палеогеографии конца I тысячелетия до н.э. (составил В.Г. Трифонов)

1 – изолинии четвертичного поднятия суши, м; 2 – зона Южно-Азовского разлома; 3 – прочие активные разломы; 4 – грязевые вулканы и гидровулканы; 5 – пойма р.Кубани и одновозрастные ей голоценовые отложения; 6 – современные протоки и сохранившиеся реликты древних протоков Кубани; 7 – протоки Кубани античного времени, ныне пересохшие; 8 – акватории; 9 – крупнейшие античные поселения; 10 – современные поселения.

Буквы на карте (античные поселения и культовые сооружения): Ак – Акра, Ал – святилище Ахилла, Ап – Апатур (святилище Афродиты Урании у Синей балки), Ах – Ахиллей, Гл – поселение в станице Голубицкой, Гр – Гермонасса в пос. Тамань, Км – Киммерий (?) в пос. Кучугуры, Кп – Кепы, Кр – Корокондама, Мр – Мирмекий в пос. Войкова, Нм – Нимфей в с. Героевское, Пн – Пантикапей в г. Керчь, Пр – Порфмий, Пт – Патрей, Тм – Тирамба в с. Пересыпь, Тр – Тиритака в пос. Аршинцево, Фн – Фанагория.

Цифры на карте. 1–4 – лиманы: 1 – Ахтанизовский, 2 – Бугазский, 3 – Витязевский, 4 – Кизилташский; 5 – Динский залив; 6–16 – современные населенные пункты: 6 – с. Батарейка, 7 – пос. Белый, 8 – станица Благовещенская, 9 – с. Гаркуша, 10 – с. Джигинка, 11 – пос. За Родину, 12 – пос. Ильич, 13 – пос. Приморский, 14 – станица Сенная, 15 – станица Старотитаровская, 16 – г. Темрюк; 17–20 – горы: 17 – Бояур-Гора (113 м), 18 – Горелая (103 м), 19 – Зеленская (126 м), 20 – Комендантская (164 м); 21 – оз. Солёное; 22 – оз. Яновского (пересохшее); 23–29 – береговые мысы: 23 – Ахиллеон, 24 – Каменный, 25 – Кроткова, 26 – Малый Кут, 27 – Панагия, 28 – Пекла, 29 – Тузла; 30 – коса Чушка; 31, 32 – разломы: 31 – Западно-Уташский, 32 – Правдинский

Fig. 190. Neotectonic map of the Taman peninsula with elements of its paleogeography at the end of I millennium BC (compiled by V.G. Trifonov)

1 – isolines of the Quaternary uplift, m; 2 – zone of the South Azov fault; 3 – other active faults; 4 – mud volcanoes and hydro-volcanoes; 5 – flat of the Kuban River and correlated Holocene deposits; 6 – recent channels and relics of old channels of the Kuban River; 7 – dry ancient channels of the Kuban River; 8 – aquatoria; 9 – major antique settlements and sacred buildings; 10 – recent settlements

Letters in the map (antique settlements and sacred buildings): Ак – Acra, Ал – Temple of Achilleus, Ап – Apatur (Temple of Aphrodita Urania near Sinyaya Balka), Ах – Achilleum, Гл – settlement in village of Golubitskaya, Гр – Hermonassa in town of Taman, Км – Kimmerium (?) in village of Kuchugury, Кп – Kepy, Кр – Corocondama, Мр – Mirmekium in village of Voikovo, Нм – Nympheum in village of Heroevskoye, Пн – Panticaepum in town of Kerch, Пр – Porphmium, Пт – Patreum, Тм – Tiramba in village of Peresyp, Тр – Tiritaka in village of Arshintsevo, Фн – Phanagoria.

Numerals in the map. 1 – Akhtanizovskiy Bay; 2 – Bugazskiy Bay; 3 – Vityazevskiy Bay; 4 – Kiziltashskiy Bay; 5 – Dinsky Gulf; 6–16 – recent settlements: 6 – village of Batareika, 7 – village of Belyi, 8 – village of Blagoveshchenskaya, 9 – village of Garkusha. 10 – village of Djighinka, 11 – village of Za Rodinu, 12 – village of Primorskiy, 13 – village of Sennaya, 14 – village of Sennaya, 15 – village of Starotitarovskaya, 16 – town of Temryuk; 17–20 – mountains: 17 – Boyur-Gora (113 m), 18 – Gorelaya (103 m), 19 – Zelenskaya (126 m), 20 – Comendantskaya (164 m); 21 – Solyonoye Lake; 22 – Lake of Yanovskogo (dry); 23 – Achilleon Cape; 24 – Kamenny Cape; 25 – Cape of Krotkov; 26 – Maly Kut Cape; 27 – Panagiya Cape; 28 – Pekla Cape; 29 – Tuzla Cape; 30 – Chushka Spit; 31 – Western Utash fault; 32 – Pravdinskiy fault

Далее к югу сведения о залегании чаудинского комплекса весьма отрывочны. В урочище Малый Кут на берегу Керченского пролива между Динским и Таманским заливами кровля песчано-глинистых аллювиально-морских чаудинских отложений находится на высоте 10 м, а их мощность измеряется первыми метрами [Арсланов и др., 1983]. Это местонахождение находится на западном продолжении антиклинального поднятия с ниже- и среднемиоценовыми отложениями в ядре. Высота гряды (без грязевулканических построек) достигает нескольких десятков метров, и остается неясным, отражает ли положение чаудинских слоев в разрезе «Малый Кут» их некоторое понижение на склоне Керченского прогиба или поднятие гряды произошло в значительной мере до их накопления.

В Таманском заливе между Малым Кутом и мысом Тузла чаудинские слои погружены до 45 м [Островский и др., 1977]. Примерно в 1 км южнее мыса Тузла в 3,1–3,2 м выше уровня моря на размытой поверхности киммерийских глин без видимого несогласия залегают линзовидно переслаивающиеся конгломераты и песчаники с чаудинской (?) фауной моллюсков (2,3 м). Они сменяются кверху алевроитом с нечёткой горизонтальной слоистостью (около 4,5 м), который Х.А. Арсланов и его коллеги [1983] рассматривают как лагунную фацию чаудинского комплекса. Выше залегают покровные суглинки мощностью до 7 м. Этот гипсометрический уровень выхода чаудинских слоёв существенно уступает высоте антиклинальных поднятий южной «лопасти» Таманского полуострова, имеющих сейчас высоту до 113 м (Бояр-Гора) и 126 м (гора Зеленская) и, вероятно, выступавших в чаудинское время над уровнем моря.

В южной части полуострова чаудинский комплекс неизвестен, хотя можно допустить его пока не установленное присутствие среди выходов верхнекиммерийских и куяльникских песков, например, между горой Круглой и с. Веселовка. Юго-восточнее чаудинские слои выделены под дном Бугаз-Кизилташского и Витязевского лиманов на глубинах до 110 м [Островский и др., 1977]. Эти две впадины разделены поднятием станицы Благовещенская.

Таким образом, современное залегание чаудинских слоев изменяется в пределах Таманского полуострова и соседних лиманов примерно на 190 м, что можно приписать вертикальной составляющей послечаудинских (послебакинских) тектонических движений. Они привели к дальнейшему росту ранее заложенных антиклинальных поднятий и синклинальных впадин-лиманов. Наибольшее поднятие в течение этих 350–400 тыс. лет испытало азовское побережье, особенно антиклиналь между мысами Каменный и Ахиллеон.

Карангатские отложения начала позднего плейстоцена на азовском побережье полуострова неизвестны. Самым северным является разрез между основанием косы Чушка и мысом Ахиллеон – в той части побережья, где подошва чаудинских слоев находится на высотах 22–25 м над уровнем моря (см. рис. 190). Здесь в них и в перекрывающие покровные суглинки вложена серия морских террас: древнеэвксинская с высотой цоколя 14 м, карангатская с высотой цоколя 6–7 м и предположительно раннехвалынская с высотой цоколя от 0 до 2,5 м [Арсланов и др., 1983]. Карангатские слои (1,5 м) представлены прибрежно-морской фацией – ожелезненным ракушняком с характерной фауной средиземноморского типа и прослоями глинистого песка.

Следующими к югу являются береговые разрезы, обнажающиеся на западе небольшого полуострова, отделяющего Динский залив от Керченского прогиба, и немного южнее – в ур. Малый Кут на западной оконечности северной «лопасти» Таманского полуострова северо-западнее грязевого вулкана сопки Горелая. На северо-западе упомянутого небольшого полуострова

(45°20,07' с.ш., 36°46,95' в.д.) разрез прибрежно-морских отложений мощностью 5 м, относимый нами к карангату, вскрыт над прибрежной песчаной осью высотой до 1,5 м. Он представлен серыми и рыжевато-серыми песками, в нижней части косослоистыми, переходящими кверху в бурую супесь. Пески и супесь содержат многочисленную фауну моллюсков. Выше залегает около 5 м покровных супесей.

Чуть южнее, где на полуострове сохранилась часть небольшой антиклинали с сарматскими глинами в ядре (45°19,81' с.ш., 36°47,11' в.д.), подошва карангатских (?) слоёв залегает на их размытой поверхности на высоте 7–8 м от уровня моря. Это слоистая супесь, переходящая кверху в песок с линзами ракушняка; суммарная мощность – 4,8 м. Вышележащие покровные супеси и суглинки сокращены в мощности до 2 м. Далее к югу, в пределах широкой синклинали, вероятно, сложенной плиоценовыми песками, подошва карангатских слоёв понижается до 0–1,5 м над уровнем моря. Здесь, в урочище Малый Кут, карангатские пески и ракушняки (1–1,5 м) вложены в чаудинские слои. Фауна моллюсков сходна с разрезом между косой Чушка и мысом Ахиллеон. U/Th датирование карангатских раковин дало возраст около 115 ± 3,1 тыс. лет [Арсланов и др., 1983].

Лагунные фации карангата обнаружены на берегах Динского залива (см. рис. 190). На восточном берегу полуострова, ограничивающего залив с запада, в обрыве террасы высотой 6,3 м снизу вверх непосредственно от уреза воды обнажаются (45°22,00' с.ш., 36°47,31' в.д.):

1. Слабо глинистый серый песок, линзами обогащённый раковинами моллюсков. Отсюда определены многочисленные *Monodacna caspia* Eichw., *Didacna* cf. *ultima* Popov, *Dreissena polymorpha* Pallas, редко *Dr. (Pontodreissena) rostriformis* Desh. Присутствуют *Viviparus fasciatus* Mull., *Unio pictorum* (L.), *Crassiana crassa* (Phil.), *Corbicula fluminolis* Mull. 1,2 м.
2. Линзовидный прослой рыжего глинистого песка с уплощёнными по слоистости карбонатными конкрециями. 0,15–0,2 м.
3. Чередование тонких горизонтальных прослоев серого и рыжего песка, в разной степени глинистого. 0,8 м.
4. Палево-серый песок с горизонтально ориентированными скоплениями раковин моллюсков. Из нижней части слоя, где остатков раковин больше, определены те же виды, что в слое 1, но количество пресноводных форм, особенно *Viviparus fasciatus* Mull., существенно возрастает. 1,6 м.
5. Бурый песок, в значительной мере представляющий собой результат субаэрального выветривания и переотложения слоев 1–4; кверху переходит в песчанистую почву. 2,5 м.

А.Л. Чепалыга, изучивший и определивший моллюсков из слоёв 1 и 4, считал их типичными для солоновато-водной лагунной фации с притоком пресных вод, особенно заметным в слое 4. Вероятно, в лагуну впадала река (одна из протоков пра-Кубани). Присутствие теплолюбивой *Corbicula fluminolis* Mull., ныне обитающей южнее, делает наиболее вероятным карангатский возраст слоёв.

На северном берегу Динского залива южнее и западнее с. Батарейка в береговом обрыве непосредственно от уреза воды вскрыты горизонтально слоистые бурые пески и песчанистые глины мощностью до 3,5 м, по облику сходные с предыдущим разрезом, но лишённые фаунистических остатков. Мы их предположительно интерпретируем как их стратиграфический и фациальный аналог. Выше глинистого песка залегает светло-бурый супесь с нечёткой горизонтальной слоистостью мощностью около 2 м. Она содержит в верхней части выдержанный прослой (5 см) диатомита. Выше залегают покровные суглинки и супе-

си мощностью до 3,8 м. Можно допустить, что верхняя супесь с диатомитом отражает заключительную стадию карангатской лагуны, когда климат стал более прохладным и влажным [Арсланов и др., 1983] (см. ниже). При выдержанной мощности и, по-видимому, первичном горизонтальном залегании слоёв описанного разреза, они испытали слабый последующий антиклинальный изгиб амплитудой до 2 м.

Лагунная фация карангата представлена и на мысе Кроткова [Арсланов и др., 1983], расположенном на южном берегу Таманского залива в его западной части. Карангатские слои, залегающие на размытой поверхности мшанковых известняков мэотиса, представлены горизонтально слоистыми глинами мощностью 5,5–6 м. Среди содержащихся в них моллюсков присутствуют карангатские формы как средиземноморского типа, так и характерные для опреснённого водоёма. Палинологическое изучение показало переход от разреза от растительности степи и лесостепи к хвойным лесам в результате похолодания и увеличения влажности. U/Gh возраст раковин – около 95–100 тыс. лет.

В описанном разрезе карангатские слои залегают в крыле антиклинали, протягивающейся от мыса Кроткова к мысу Тузла, на высоте до 6 м над уровнем моря. С удалением от антиклинали их подошва понижается и скрывается под водами залива. На северном берегу Таманского залива, чуть восточнее с. Гаркуша в обрыве береговой террасы, понижающейся к востоку от 6,8 до 5,9 м над уровнем моря, под покровными суглинками (около 5,5 м) вскрывается бурая глина с нечёткой горизонтальной слоистостью видимой мощностью до 1–1,3 м, возможно, также представляющая лагунную фацию карангата.

На мысе Тузла (западная оконечность южной лопасти Таманского полуострова на берегу Керченского пролива) карангатские слои субгоризонтально залегают на размытой поверхности сарматских глин с прослоями ракушняка и мергеля, наклонёнными на ЮЮВ под углом 35°. Высота цоколя – 3–3,5 м. Карангат представлен серыми песками, преимущественно горизонтально слоистыми и содержащими в нижней части (до 0,3 м) уплотнённую гальку, ориентированную по слоистости, а выше – рассеянные обломки раковин. В 1,7–2,5 м от основания выделяется линзовидный пласт (0,4–1 м) песка, местами косослоистого, обогащённого раковинами и переходящего в ракушняк. Среди моллюсков из песков и ракушняка много средиземноморских форм, в том числе довольно солонолюбивых. Общая мощность карангатских слоев 3–4 м. Выше залегают светлорубые супеси и суглинки (1,5–1,7 м) с нечёткой горизонтальной слоистостью, возможно, представляющие заключительный этап развития водоёма, отличающийся некоторым похолоданием. Выше залегают бурые лёссовидные суглинки, переходящие сверху в современную почву; 7 м.

Северо-восточнее мыса Тузла на протяжении 300 м поверхность цоколя прослеживается на высоте около 3 м, а затем цоколь и карангатские слои срезаются береговым уступом, к которому прислонена низкая песчаная голоценовая (?) терраса высотой до 1,5 м, к северу постепенно переходящая в отмельный песчаный пляж. Юго-восточнее мыса Тузла глины цоколя несколько выгораживают, сохраняя южное падение. С удалением от мыса, т.е. ядра антиклинали, на протяжении 400 м поверхность цоколя понижается до уреза воды, а ещё через несколько сотен метров скрываются под уровнем моря и карангатские слои. При этом мощность покровных суглинков немного нарастает. Южнее и юго-восточнее на побережьях полуострова карангатские отложения неизвестны.

Ограниченные данные о распространении карангатских отложений на Таманском полуострове позволяют предполагать, что тектоническая и палеогео-

графическая обстановка тогда была близка к голоценовой. Фауны открытого моря с солонолюбивой фауной были распространены по берегам Керченского пролива, тогда как современные заливы, Динский и Таманский, и в то время были лиманами – затопленной дельтой пра-Кубани, куда поступали её пресные воды. Поверхность цоколя карангатских отложений повышается до 6–7 м (т.е. предполагаемого среднего уровня карангатского моря), а кровля – до 8–12 м в присводовых частях плиоценовых антиклиналей, выраженных в четвертичной структуре пологими поднятиями. Но карангатские слои понижаются до уровня моря и ниже в соседних плоских депрессиях, в частности, на берегах современных лиманов. Там, где эти слои обнажены, их подошва обычно находится под водой, а кровля не поднимается выше 4–6 м. При прослеживании таких выходов вдоль берега видно, как карангатские слои погружаются под уровень моря, и непосредственно от воды береговые обрывы сложены более молодыми покровными суглинками. Очевидно, карангатские отложения испытали последующее тектоническое опускание.

Показательно, что поверхность предкарангатского цоколя повышается до 6–7 м, а кровля – по меньшей мере до 8 м в береговом разрезе севернее косы Чушка (возле пос. Ильич), где по гипсометрическому положению чаудинских слоёв фиксируется моноклинальное воздымание поверхности к расположенному севернее поднятию мысов Каменный и Ахиллеон, наследующему плиоценовую антиклиналь. Можно полагать поэтому, что на склоне этого поднятия морские карангатские отложения, если бы они сохранились, оказались бы выше, чем возле пос. Ильич.

О такой тенденции – повышении современного гипсометрического положения выходов карангатских отложений к азовскому побережью свидетельствуют систематизированные А.А. Никоновым [1994] данные по соседнему Керченскому полуострову. На его азовском побережье (мысы Казантип и Хрони, разрез возле Чокракского озера) кровля карангатских слоёв поднята до 7–12 м над уровнем моря. В частности, на севере мыса Казантип она находится в 7 м выше уровня, а подошва скрыта под водой на первые метры. К югу кровля этих слоёв понижается и на берегах Акташского озера находится на глубинах до 10 м. Примерно до таких же или чуть больших глубин она опускается в соседних с Казантипским полуостровом заливах, в частности, в западном заливе и основании Арабатской стрелки. На южном побережье Керченского полуострова кровля карангатских отложений местами погружена ниже уровня моря, а местами находится на отметках до +6 м.

Подобным же образом изменяется гипсометрическое положение выходов карангатских слоёв на берегах Керченского пролива, повышаясь на пересечении локальных четвертичных поднятий. В таком относительно поднятом положении находится стратотипический разрез Эльтигена [Арсланов и др., 1983; Dodonov et al., 2000]. Он перекрывает сарматские глины на высоте от 0 до 3 м над уровнем моря и, в свою очередь, перекрыт субазральными суглинками мощностью до 7–8 м. Карангатские отложения разделяются на три комплекса, из которых два нижних (мощностью 2–3 м и 3–5 м) распространены локально, а верхний (до 9 м) – более широко. Нижний комплекс сложен глиной с линзами ракушняка; фауна моллюсков указывает на возрастание солёности почти до нормальной вверх по разрезу. Два верхних комплекса представлены песком и ракушняком с мелкими биогермами. Солёность бассейна при их формировании была близка к нормальной. Уточнённый U/Th возраст нижнего комплекса – $127 \pm 8,9$ тыс. лет (LU-4202), среднего – $107 \pm 7,7$ тыс. лет (LU-4203). Кровля карангатских слоев не поднимается выше 10 м над уровнем моря.

Интересны соотношения высотного положения карангатских отложений на Керченском полуострове и в прибрежных частях соседних акваторий [Никонов, 1994]. На черноморском побережье карангатские слои, по-видимому, плавно погружаются под уровень моря и вблизи берега их кровля находится на глубинах от 5 до 12 м. Близ азовского побережья севернее мыса Казантип карангатские отложения на протяжении первых километров погружаются до глубин 21–25 м и чуть севернее – до 40 м. Столь быстрое их погружение, вероятно, связано с подвижками в зоне Южно-Азовского разлома, выделенной геофизическими методами по смещению кровли майкопских глин и нижележащих слоев [Герасимов и др., 1978; Плахотный и др., 1989]. Разлом прослежен на восток вдоль берега Таманского полуострова до г. Темрюка. С контрастными движениями в зоне разлома может быть связано отмеченное выше аномально высокое положение чаудинских слоёв на мысе Каменном.

В Керченском проливе карангатские отложения погружены до глубин 40–50 м [Федоров, 1977; Щербаков и др., 1977]. По мнению А.А. Никонова [1994], столь значительную их глубину лишь отчасти можно объяснить существованием более ранней аллювиальной долины, поскольку карангатские слои пролива представлены прибрежно-морскими фациями, формировавшимися вблизи береговой линии. А.А. Никонов отмечает вариации величины погружения их кровли. В северной части пролива, на продолжении поднятия мысов Каменный и Ахиллеон, она составляет 18–30 м [Федоров, 1977]. В центральной части косы Чушка глубина определена в 12–19 м, а к северо-западу от неё увеличивается до 50 м. Северо-западнее мыса Тузла, т.е. на продолжении южной части депрессии Таманского залива она достигает 40–47 м, а южнее, на шельфе Чёрного моря, уменьшается до 29–36 м.

Вероятно, варьирующее по величине погружение карангатских отложений в проливе определяется сочетанием трёх факторов. Во-первых, это молодое грабенообразное погружение по Правдинскому и другим поперечным разломам Керченско-Таманской складчатой области; во-вторых, докарангатский депрессионный рельеф, возникший при формировании русла пра-Дона в той же грабенообразной структуре на более ранней стадии развития; в-третьих, относительное движение продольных поднятий и депрессий Керченско-Таманской области.

Размах колебаний современного высотного положения прибрежно-морских и лагунных карангатских отложений на Таманском полуострове и в соседних акваториях, которые можно было бы посчитать результатом послекарангатских вертикальных перемещений, не превышает 40 м, возможно, 50–60 м. Это даёт примерно такую же максимальную скорость движений, что и смещения чаудинского уровня – до 0,5 мм/год. При такой скорости перемещения исторического времени не должны были бы в среднем превысить 1–1,5 м. Однако из-за неравномерности перемещений в пространстве и во времени они могли в отдельных участках дать ощутимый результат. Оценить его позволяет анализ современного положения античных поселений, густо покрывших Таманский полуостров в эпоху фанагорийской регрессии (см. рис. 190).

Крупнейшим городом была Фанагория. Она располагалась на южном берегу Таманского залива западнее юго-западного окончания современной станицы Сенной. Сейчас остатки города охватывают участок побережья длиной в 2 км и шириной до 0,7 км. Ещё до трети поселения находится под водами залива. Многочисленные остатки античной керамики южнее города – до подножий широко удлинённой возвышенности с вершинами до 60 м, позволяют предполагать, что город окружали поселения сельского типа. Он располагался на двух при-

брежных террасах – высотой 5–10 м и 20–25 м. Верхняя терраса имеет цоколь, сложенный киммерийскими (плиоцен) отложениями. Нижняя терраса, по крайней мере, в черте города целиком аккумулятивна и сложена культурными слоями, нижние из которых уходят под воды Таманского залива. В его пределах северной границей города могут быть гряды камней (остатки разрушенных стен?), удалённые от берега на 220–240 м [Блаватский, 1961]. Граница террас в пределах города, западнее и восточнее, до окраин станицы Сенной прямолинейна и совпадает с флексурой, в пределах которой верхнекиммерийские пески и глины, рядом залегающие полого, наклонены на север под углами 25–35°.

Подобное деление на «верхний» и «нижний» город существовало и в других крупных поселениях Таманского залива: Кепях на северном окончании ст. Сенной, Гермонассе в г. Тамани и Патрее возле с. Гаркуша. Цепь крепостей с прирыкавшими к ним поселениями протягивалась вдоль Керченского пролива. Это Корокондама севернее мыса Тузла, крепости и поселения в районе Малого Кута и большое поселение с крепостью на северной окраине пос. Ильич, возможно, соответствующее античному Ахиллею (см. рис. 190). На азовском побережье известны поселения в пос. Кучугуры (античный Киммерий?), возле с. Пересыпь (античная Тирамба) и в ст. Голубицкая. Кроме перечисленных, в разных частях полуострова обнаружены остатки небольших крепостей, оборонительных валов, дорог и сельских поселений разного достатка и хозяйственной ориентации. Цепочка таких поселений протягивалась, например, вдоль южного берега полуострова южнее оз. Солёное. Среди культовых сооружений наибольшей известностью пользуется храмовый комплекс Афродиты Урании у Синеи Балки (западнее пос. «За Родину»). Упомянем также святилище Ахилла в южной части косы Чушка.

При оценке амплитуд изменения древней береговой линии по положению античных сооружений следует учитывать оползневые процессы, весьма интенсивные на многих побережьях Таманского полуострова. Из-за них целые блоки прибрежных террас могли сползти под воду, сохранив взаимное расположение находившихся на них археологических объектов и создав, тем самым, совершенно неверное представление об амплитуде тектонического погружения или эвстатического подъёма уровня моря. Следы такого оползания, охватившего сельские поселения с античной керамикой, видны на южном побережье полуострова. Оползанию здесь способствует залегание верхнекиммерийских и кьяльнических водоносных песков на глиняном водопоре. Вблизи мыса Малый Кут (45°19,81' с.ш.; 36°47,11' в.д.) также оползла часть поселения, расположенного наверху прибрежного обрыва высотой 13,5 м.

Подобная ситуация наблюдается и в Гермонассе. Сохранившиеся остатки античных построек расположены здесь на террасе, и подошва античных слоев находится в 10 м выше уровня моря. Часть раскопанных сооружений охвачена трещинами и в ближайшее время может обрушиться в залив вслед за сооружениями, сползшими ранее. В то же время на дне залива, на глубинах до 3,5–4 м, подводными наблюдениями обнаружены не только скопления античной керамики, но и каменные развалы, которые могут быть остатками строений и крепостных стен [Блаватский, 1958]. Остаётся неясным, в какой мере эти подводные объекты располагаются *in situ*, а в какой оползли сверху.

Относительно надёжные данные получены по Фанагории, Патрею и Кепам, где следы оползания отсутствуют или минимальны. В Патрее и Кепях целиком, а в Фанагории в значительной мере «нижний город» сейчас находится под водами залива. В наземной части Кеп культурные слои с зольными горизонтами начинаются в 0,9 м выше уровня моря. «Нижний город» занимает мелководье пло-

щадью до 8–9 га [Сокольский, 1963]. В Фанагории и Патрее остатки сооружений и скопления керамики V–II вв. до н.э. прослежены до глубин 3,5–4 м (см. раздел 7.2.1), что, при условии возведения построек не ниже 1–1,5 м над уровнем моря (защита от штормовых и нагонных вод), даёт величину регрессии около 5 м. С этим согласуется положение и глубина наиболее удалённого от берега колодца III в. до н.э. в Патрее, соответствующие уровню моря, как минимум, на 4,5 м ниже современного.

Сходные проявления позднейшего затопления установлены по берегам Керченского пролива, где колонны святилища Ахилла в южной части косы Чушка прослежены до глубин около 3 м, а руины стен Корокондамы – более 2 м [Никонов, 1998]. Оценки падения уровня моря, которые могут быть сделаны на основе этих фактов с учётом неточности определений и неопределённости интерпретации, соответствуют предполагаемой эвстатической составляющей величины фанагорийской регрессии, что исключает проявления вертикальных тектонических движений, выходящие за пределы возможных ошибок.

Иначе обстоит дело на азовском побережье полуострова. Поселение в Кучугурах (Киммерий?), существовавшее уже в IV в. до н.э., расположено на морской террасе высотой 9,5 м. Её нижние 6,5 м сложены бурыми делювиальными суглинками и супесями, выше которых залегают слоистые пески, в разной степени глинистые. В центре поселения целиком, а на краях лишь в верхней части пески представляют собой культурные слои с обломками античной керамики. Погруженные в море части поселения неизвестны. Поселение возле с. Пересыпь, отождествляемое с античной Тирамбой, существовало с IV в. до н.э. по III в. н.э. [Воронов, Михайлова, 1983]. От разрушения сохранилась лишь его часть, расположенная у края невысокой прибрежной террасы, сложенной поровыми суглинками и подвергающейся интенсивной абразии и оползанию.

Северо-западнее г. Темрюка в центре станицы Голубицкая выделяются два холма высотой до 15–20 м, восточный из которых во второй половине XVIII в. был русской земляной крепостью. Между холмами находится короткая балка, занятая современной дорогой. Она спускается на север к узкому плоскому понижению, некогда представлявшему собой западный рукав Темрюцкого залива, отделённый от моря косой. Сейчас он осушился, и его дно поднято на десятки сантиметров над уровнем моря. От рукава сохранились лишь отдельные бочаги, ближайший из которых расположен в 250 км восточнее балки.

Оба холма являются остатками обширного городища, существовавшего с эллинистических времен до позднего средневековья [Воронов, Михайлова, 1983]. Древнейшие культурные слои содержат античную керамику, а также скопления раковин и рыбьих костей, указывающие на важную роль морских промыслов в хозяйственной деятельности обитателей. Поскольку культурные слои в балке находятся ниже материковой глины на соседних холмах, очевидно, что спуск к рукаву существовал уже в то время. Вероятно, он был дорогой к гавани, располагавшейся в самой западной части осушившегося рукава, который, по крайней мере в раннюю фазу существования поселения, заливался морем. Недостаточная изученность не даёт возможности точно датировать эту фазу и позволяет лишь утверждать, что она была не позднее римской эпохи, когда фанагорийская регрессия ещё продолжалась, но уровень моря начал подниматься. Здесь же проявления регрессии полностью отсутствуют.

Таким образом, на азовском побережье Таманского полуострова следов фанагорийской регрессии нет, и уровень моря в античное время, по крайней мере в районе станицы Голубицкой, мог быть даже чуть выше современного. Иначе говоря, это побережье, вероятно, испытало позднеголоценовое тектоническое

поднятие на 3–4 м относительно побережий Таманского залива и Керченского пролива. Подтверждением такого воздымания может быть останец аккумулятивной террасы высотой 4 м, обнаруженный у северного подножья горы Тиздар. Останец перекрыт оползшей сарматской глиной и сложен слоистым песком, аналогичным современному пляжу. Возможно, он представляет собой пляжные отложения времени максимальной (новочерноморской?) голоценовой трансгрессии. Севернее, в Азовском море, древние береговые формы, условно сопоставляемые с новочерноморской эпохой, обнаружены на глубинах 5–9 м [Шербаков, 1982]. Это относительное смещение может быть результатом движений в зоне Южно-Азовского разлома – поднятия его южного и опускания северного крыла суммарной амплитудой до 10 м. Локальная средняя скорость перемещений достигала в таком случае 2,5–3 мм/год.

Подобная тенденция к подъёму береговой линии времени фанагорийской регрессии отмечена А.А. Никоновым [1998] на азовском побережье Керченского полуострова. Остатки античной каменной кладки на берегу Чокракского озера находятся лишь в 1 м ниже уровня моря, а остатки древних молов затоплены на 0,5–1,7 м, что значительно уступает амплитудам подъёма уровня моря в более южных участках Керченско-Таманской области.

7.2.4. Грязевой вулканизм и палеогеография Таманского полуострова в позднем голоцене

С плиоцена Таманский полуостров представлял собой обширную дельту Кубани, в пределах которой отдельные русла, впадавшие либо в Чёрное, либо в Азовское море, располагались в депрессиях между антиклинальными поднятиями. В эпохи морской трансгрессии депрессии частично заливались морем. С прекращением функционирования какого-либо русла такой залив мог превратиться в замкнутый лиман типа Кизилташского или Витязевского. На значительном протяжении позднего голоцена наиболее водоносным было русло, проходившее между современными сс. Белым и Джигинкой и впадавшее в эти лиманы, которые тогда были заливами Чёрного моря, – двумя рукавами, разделявшимися небольшим островом станицы Благовещенской (см. рис. 190). Это русло, которое называют Старой Кубанью, оставалось достаточно полноводным в античное время и окончательно пересохло лишь в XVIII в. В античное время существовал также сток Кубани в Азовское море, куда она, вероятно, впадала там же, где и сейчас. Другое ответвление этого русла раскрывалось в Ахтанизовский лиман, который мог сообщаться с Азовским морем восточнее с. Пересыпь (античной Тирамбы). Если такое сообщение было, то возвышенность станицы Голубицкой (и располагавшегося там античного поселения) тоже была небольшим островом.

Вероятно, существовало и ещё одно русло, Ахтанизовско-Приморское, по которому мог осуществляться главный сток из Ахтанизовского лимана в Таманский залив. О нем в начале I в. н.э. сообщает Страбон [1964]:

«При въезде в Корокондамитиду (от Корокондамского озера, как называли тогда Таманский залив) находятся значительный город Фанагория, Кепы, Гермонасса и Апатур – святилище Афродиты. Фанагория и Кепы расположены на упомянутом острове (азиатской части Боспорского царства) при входе в озеро с левой стороны, а остальные города – справа за Гипанисом (Кубанью) в Синдской области».

Страбон не упоминает Старой Кубани. Это можно понять, если иметь в виду, что он оперирует не только географическими, но и политическими понятиями: европейской и азиатской частями Боспорского царства и Синдикой, охва-

тивавшей как южную часть Таманского полуострова, так и район Горгииппи (современной Анапы) – столицы синдов. Примечательно, что Страбон называл азиатскую часть Боспора островом.

Указанная протока начиналась от юго-западной части Ахтанизовского лимана (пересохшего озера Яновского) и раскрывалась в небольшую бухту Таманского залива сразу к юго-западу от пос. Приморского. Как следует из описания Страбона, она была судоходной в античное время, но в конце его стала заливаться, о чём свидетельствуют остатки вала вдоль северного берега протоки юго-восточнее пос. Приморский (54°14,83' с.ш.; 36°55,01' в.д.), вероятно, возникшего при расчистке русла. Позднее оно полностью заилилось, но и сейчас на всем протяжении выражено заметным понижением поверхности, вдоль которого местами тянутся камыши.

В заиливании протоки, помимо изменений интенсивности стока и обусловленной ими разгрузки обломочного материала, сыграли роль современные тектонические процессы, наиболее ярко выраженные проявлениями водно-грязевого вулканизма (см. рис. 190). Его особенностью на Таманском полуострове является обилие гидровулканов [Иванчук, 1994], выраженных как родниками вокруг крупных грязевых сопок (например, Горелой), так и существующими независимо от них небольшими озерками, родниками и заболоченными участками (например, между Бююр-Горой и станицей Старотитаровской). Известны и промежуточные формы между грязевыми и водными вулканами, выносящие на поверхность сильно разжиженную грязь и выраженные небольшими мульдами и блюдцами с минимумом сопочной глины по периферии. Гидровулканы издавна использовались как источники водоснабжения: на них отрывались колодцы, а сейчас сооружаются водоносные скважины.

Грязевые сопки, водно-грязевые и водные вулканы цепочками протягиваются вдоль новейших поднятий, располагаясь на их сводах и склонах. Наряду с ними выделяется зона небольших грязевых вулканов длиной более 4 км, простирающаяся от юго-западной окраины Фанагории в направлении 135–145° ЮВ и пересекающая Ахтанизовско-Приморскую протоку Кубани. Секущий линейный характер зоны заставляет связывать её с активным тектоническим нарушением.

Отдельные вулканы зоны имеют форму небольших курганов, за которые их прежде и принимали, причём некоторые из них настолько малы, что были перелаяны и выделяются на пашне лишь как слабые возвышения. Но все они сложены сопочной глиной с редкими камнями. Большая часть вулканов сейчас не функционирует, но о продолжающейся активности свидетельствует воронка диаметром 1 м и глубиной более 0,5 м, возникшая на вспаханном и засеянном озимыми поле не ранее августа 2000 г. и обнаруженная нами в конце сентября. Наиболее ярко зона выражена на северном склоне протоки, где представлена разделённой узкой ложбиной двойной цепочкой конусов, иногда с кратерными понижениями посередине. На фоне общего слабого уклона поверхности к западу вдоль ложбины местами наблюдается встречный уступ высотой до 0,3–0,4 м. Тектонический уступ, вероятно, частично подпрудил протоку, что наряду с интенсивным выносом грязевулканического материала, привело к её заиливанию.

Аналогичную роль могли сыграть движения по Западно-Уташскому разлому в заиливании Старой Кубани. Разлом является шарнирным сбросом, возможно, со сдвиговой компонентой движений. Если на юге, между с. Уташ и г. Анапой, отмечено поднятие восточного крыла разлома [Несмеянов, Исмаилов, 1995], то на северном берегу Старой Кубани возле пос. Белый поднималось за-

падное крыло, что могло затруднить сток и вызвать разгрузку выносимого Кубанью тонкого обломочного материала.

То значение, которое имел водно-грязевой вулканизм как источник водоснабжения и одновременно грязевых извержений, сделало его для античного населения полуострова объектом своеобразного религиозного поклонения. Многие грязевые конуса использовались для захоронений. На вершине крупнейшего вулкана – сопки Горелой, возможно, был погребен боспорный архонт Сатир. Жители Таманского Боспора поклонялись Афродите Урании, владычице Апатура. Этот культ восходит к древним ионийским верованиям, но на местном синдо-меотском субстрате, существенно дополненном во II–I вв. до н.э. сарматизацией населения, он слился с малоазиатским культом Великой Матери Богов – прародительницы всего сущего [Воронов, Михайлова, 1983].

Показательно, что недалеко от крупнейшего святилища Афродиты-Урании «Синяя Балка», на северо-западной окраине пос. «За Родину», находится большой действующий водно-грязевой вулкан в форме мульды диаметром 25–30 м. Алтарь Афродиты обнаружен сотрудниками Историко-археологического музея Тамани в кратере грязевого вулкана на гряде непосредственно к югу от Фанагории. Остатки сооружений предположительно культового назначения встречены нами на берегу кратерного озера грязевого вулкана Пекла. Возможно, такое расположение святилищ не случайно. В указанном синкретическом культе грязевые вулканы могли рассматриваться как проявления жизнедеятельности Великой Богини и служить местами поклонения.

Таким образом, древнегреческая колонизация и античная история населения Таманского полуострова развивались в тесной зависимости от воздействий ряда сочетающихся природных факторов. К ним относятся: фанагорийская регрессия, при которой было заложено большинство прибрежных поселений и портовых сооружений, и последовавшая за ней нимфейская трансгрессия, при которой значительная часть этих поселений оказалась затопленной; вертикальные тектонические движения, накладывавшиеся на общие колебания уровня моря и локально изменявшие их влияние на береговую линию; водно-грязевой вулканизм, значение которого обсуждалось выше; наконец, подвижки по разломам, приведшие (наряду с другими факторами) к заиливанию черноморских протоков Кубани, в конечном счёте превратившему отдельные острова в современный полуостров.

Среди этих природных воздействий наиболее важными для экономики Боспора представляются колебания уровня моря, приведшие к затоплению поселений и их упадку, чем они могли способствовать падению Боспора от нашествий готов и затем гуннов, а также заиливание Ахтанизовско-Приморской протоки Кубани, лишившее Фанагорию значения важнейшего торгово-перевалочного порта. Если заиливание протоки зависело от местных причин, то изменения береговых линий определялись более общими процессами, выходящими за рамки Таманского полуострова и даже Черноморского бассейна.

7.2.5. Природа фанагорийской регрессии

Фанагорийская регрессия имела амплитуду около 5 м на всех побережьях Чёрного моря, не испытавших значительных тектонических перемещений, тогда как в Средиземном море не превышала 0,5–1,2 м [Каплин, Селиванов, 1999]. В течение всего голоцена Средиземное море сообщалось с мировым океаном через достаточно широкий Гибралтарский пролив, что обеспечивало их близкие уровни. Таким образом, возникает задача объяснить разницу в изменениях

уровней Чёрного моря и Средиземного моря – мирового океана во время фанагорийской регрессии примерно на 4 м. При этом следует учитывать следующие факты.

Сообщение между Чёрным и Эгейским (Средиземным) морями осуществляется через систему Босфор – Мраморное море – Дарданеллы. Градиент плотностей между более солёными и плотными эгейскими и более пресными и лёгкими черноморскими водами приводит к функционированию в этой системе проливов двух слоёв разнонаправленных течений: придонного в Чёрное море и более быстрого поверхностного – в Эгейское. Сейчас уровень Чёрного моря несколько выше Эгейского; поверхностное течение имеет большую скорость (до 1,5 м/с) и несёт почти вдвое больше воды, чем придонное течение, в результате чего из Чёрного моря ежегодно выливается около 183 км³ [Свиточ и др., 1998].

Подобные соотношения с некоторыми вариациями существовали в течение всего голоцена. Уровень Чёрного моря был выше, чем Эгейского. Но перепада высот в первые десятки метров, предполагаемого некоторыми учёными, существовать не могло. Простейшие расчёты показали, что в таком случае за счёт усиленного поверхностного стока из Чёрного моря разница уровней в течение десятилетий должна была понизиться до первых метров, при которых мог осуществляться близкий к современному положительный баланс водообмена между Чёрным и Эгейским морями [Свиточ и др., 1998; Каплин, Селиванов, 1999]. Что же касается нижнего противотечения, то его интенсивность могла варьировать. Во всяком случае, в начале голоцена имел место усиленный (до возможного катастрофического прорыва – см. выше) приток солёных средиземноморских вод в Черноморский бассейн.

Опираясь на эти факты, проще всего было бы предположить, что во время фанагорийской регрессии уровень Чёрного моря понизился из-за уменьшения речного стока и/или увеличения испарения, что вполне могло случиться при некотором потеплении, которое, вероятно, имело место в I тысячелетии до н.э. и, возможно, продолжалось до I или II вв. н.э. (см. раздел 1.2). В результате поверхностный сток опреснённых черноморских вод понизился, стал уступать придонному притоку солёных средиземноморских вод, и солёность Чёрного моря должна была возрасти. Но такому объяснению противоречат кислородно-изотопные данные, согласно которым в эпоху фанагорийской регрессии значения $\delta^{18}\text{O}$ были ниже, чем во время нимфейской трансгрессии, что указывает на некоторое опреснение водоёма во время регрессии [Свиточ и др., 1998]. Следовательно, даже при пониженном уровне Чёрного моря в эпоху регрессии он оставался выше средиземноморского, и баланс системы был положительным, что могло достигаться сокращением придонного притока солёных вод.

Такое сокращение можно связать с тектоническим уменьшением сечения Дарданелл или Босфора. Оно могло произойти из-за активизации сейсмотектонических процессов. Дарданеллы пересекаются зоной крупного активного Северо-Эгейского разлома (см. раздел 2.4). Здесь в 1912 г. имело место землетрясение с $M_s = 7,1$, способное вызвать тектоническую подвижку на несколько метров. О том, что подобные землетрясения происходили и в прошлом, свидетельствуют следы неоднократных сейсмогенных разрушений в развалинах Трои. Однако сами по себе связанные с ними смещения недостаточны для существенного изменения сечения пролива. Его плоское дно и пологие глинистые берега не дают оснований предполагать и крупные сейсмогенные оползни.

Другое дело – Босфор. Его южная часть, примыкающая к г. Стамбулу, состоит из нескольких депрессий, разделённых перемычками, минимальная глубина которых 27,5 м [Свиточ и др., 1998]. Сюда продолжают мелкие активные

разломы, сопряжённые с северным бортом впадины pull-apart, образующей котловину Мраморного моря. Об их активности свидетельствуют многочисленные сильные исторические землетрясения, зафиксированные в Мраморном море и районе Константинополя–Стамбула. Связанные с ними сейсмогенные подвижки и оползни, вполне допустимые, если исходить из особенностей геологического строения, могли вызывать изменения рельефа дна, приводившие к изменениям режима придонного течения.

Величина таких деформаций имеет ряд ограничений. Во-первых, значительное уменьшение сечения проливов привело бы к резкому ускорению стока, что вызвало бы размыв рыхлых донных осадков, мощность которых в отдельных частях пролива достигает десятков метров [The Black Sea, 1974]. Скорее всего эти осадки накапливались в субаэральных условиях в эпохи резкого падения уровня моря, связанного с крупнейшими оледенениями, в частности, в конце плейстоцена [Свиточ и др., 1998]. Поскольку осадки сохранились в течение голоцена, подобного ускорения не было. О том же свидетельствует и постоянное беспрепятственное прохождение кораблей через проливы в эпоху фанаторийской регрессии, без чего была бы невозможна греческая колонизация региона и успешное развитие возникших городов, экономика которых строилась на торговле с метрополией.

Во-вторых, в эту эпоху уменьшение сечения Босфора, если имело место, то не сопровождалось его сужением. Согласно приводимым Геродотом [1999, IV:85] сведениям, относящимся к V в. до н.э., ширина Босфора в месте сооружения моста персидским царем Дарием (возле современного с. Румели-Хиссар) составляла 4 стадии, т.е. около 710 м, а сейчас она равна 660 м. Ширина Дарданелл (Геллеспонта) в месте переправы персидского царя Ксеркса – 7 стадий, т.е. около 1250 м, а сейчас она 1350 м. Оба приведенных значения близки к современным в пределах погрешностей измерений.

С учётом приведённых фактов и соображений предлагается следующее объяснение фанаторийской регрессии Чёрного моря. В начале I тысячелетия до н.э. сеймотектонические и сейсмогравитационные деформации на юге Босфора привели к уменьшению сечения пролива и сокращению придонного течения солёных средиземноморских вод, что вызвало некоторое опреснение Чёрного моря. В начале греческой колонизации черноморских побережий эти деформации могли создавать затруднения для судоходства, с чем связано появление в мифе об аргонавтах эпизода о существовании в проливе блуждающих Кианейских скал, которые, сталкиваясь, разбивали корабли между ними.

Ко временам Геродота, когда греческие поселения на черноморских побережьях процветали, такая угроза исчезла. Скалы, которые тогда отождествляли с Кианейскими, располагались у черноморского «горла» Босфора и не представляли опасности [Геродот, 1999, IV:85]. Чёрное море стало вполне оправдывать присвоенное ему греками название Понта Эвксинского (Гостеприимного). В связи с некоторым потеплением, приведшим к падению речного стока и усилению испарения, а также уменьшением притока средиземноморских вод уровень Чёрного моря понизился на 4 м больше, чем уровень Средиземного моря. Но он оставался (хотя, вероятно, лишь на минимальную величину) выше последнего, поскольку поверхностный сток черноморских вод сохранялся.

Сейсмическая активизация, последовавшая в середине I тысячелетия н.э. и получившая название «ранневизантийского пароксизма», привела к новым деформациям дна пролива, в результате чего приток средиземноморских вод в Чёрное море усилился. Вместе с тем некоторое похолодание вызвало уменьшение испарения, повысившее уровень водоёма до отметок выше современных.

Наступила нимфейская трансгрессия. Тогда же повысился уровень Средиземного моря – мирового океана, хотя и на меньшую величину (до 2 м). В дальнейшем разница уровней Чёрного и Средиземного морей уменьшилась до современной.

7.3. РОЛЬ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ФАКТОРОВ В РАЗВИТИИ КРУПНЕЙШИХ СОЦИАЛЬНО-ПОЛИТИЧЕСКИХ КРИЗИСОВ СРЕДНЕГО И ПОЗДНЕГО ГОЛОЦЕНА

Здесь рассматриваются не критические эпизоды в истории отдельных первобытных обществ или государств, а достаточно продолжительные (охватывавшие в типичном проявлении не менее двух столетий) эпохи, приводившие к социальным потрясениям, массовым миграциям населения и изменениям расстановки политических сил во всей тогдашней Ойкумене и вместе с тем к решающим технологическим нововведениям, экономическому и политическому переустройству общества. Первый такой кризис предположительно намечается в начале IV тысячелетий до н.э. За ним следуют кризисы середины III тысячелетия, второй половины II тысячелетия до н.э., середины и второй половины I тысячелетия н.э. и наконец XVII–XIX вв.

В исторической литературе более или менее подробно рассмотрены и обобщены социально-экономические и политические истоки кризисов, заключавшиеся в особенностях внутреннего развития и взаимодействия подвергшихся им доисторических сообществ, представленных археологическими культурами, и позднейших государственных образований. Однако есть серьёзные основания полагать, что в возникновение и развитие таких кризисных ситуаций внесли вклад также климатические изменения и крупные геодинамические события.

О первом указанном кризисе можно говорить сугубо гипотетически. В результате него возникли предпосылки для становления первых городов-государств Шумера, развития и расцвета крупных земледельческих образований типа кукутени-триполя и родственных ей культур Северо-Западного Причерноморья и Балкан и КУАК Закавказья, представлявших высшую форму ранних комплексных обществ. В недрах неолитических обществ возникли первые раннебронзовые культуры; появился гончарный круг.

В это время ранняя фаза атлантики, характеризовавшаяся особенно тёплыми условиями и повышенным увлажнением в умеренных поясах континентов, сменилась более изменчивой климатической обстановкой с сохранившейся высокой влажностью умеренных широт на фоне несколько понизившихся средних температур. Окончание ранней фазы отмечено последним значительным повышением уровня мирового океана, который некоторые исследователи связывают с катастрофическим разрушением ледников в Западной Антарктиде (см. раздел 1.4). Одним из последствий этого события, сопровождавшегося высокой погодно-климатической изменчивостью, были сильные наводнения в Южной Месопотамии, наибольшее из которых могло сохраниться в народной памяти как легенда о «всемирном потопе». В связи с изменениями первой кризисной эпохи опасность столь сильных наводнений исчезла, стали развиваться стабильные поселения городского типа и ирригационные системы, составившие материальную основу шумерской цивилизации.

Появление климатических вариаций отмечено в ту же эпоху и на побережьях Тихого океана, где оно выразилось установлением режима ENSO – периодическим, через 3–7 лет, проникновением холодных океанских вод в тропические широты [Sandweiss et al., 1999]. Это обусловило изменчивость биопродуктивности прибрежных вод и погодно-климатических условий на сопряжённой суше.

Прибрежное население реагировало на произошедшие изменения по-разному, и местами это привело к формированию производящей экономики. На перуанском побережье впервые возникли культуры, совмещавшие морские промыслы с земледелием. На разных уровнях социального развития усложнение первобытных обществ после 5800 г. до н.э. отмечено на севере Чили, в Восточном Китае и Японии.

Рассматриваемый рубеж нашел отражение и в тектоно-вулканических событиях, о которых стало возможным судить после детальных исследований, проведённых нами в Армении (см. разделы 4.2, 6.3 и 6.4). Юго-восточнее оз. Севан, в зоне Ханарасарского разлома, в конце V – начале IV тыс. до н.э. произошло извержение вулкана Порак, с которым примерно совпало (вероятно, предшествовало ему) сильнейшее землетрясение. Несколько позднее, в первой половине IV тыс. до н.э., имели место одно или два подобных землетрясения в более юго-восточной части того же разлома – Сюникской структуре pull-apart. С ними там связаны обширные излияния лав двух близких по возрасту генераций. Эти тектоно-вулканические события происходили одновременно с временным иссушением и некоторым похолоданием в Присеванском районе, сопровождавшимися начавшейся регрессией Севана (см. раздел 6.4 и рис. 171). Сильные палеоземлетрясения начала IV тыс. до н.э. выявлены и в Центральном Загросе.

О кризисе середины III тысячелетия до н.э. известно немного. В это время усилилась конфронтация древнейших городов-государств Шумера, приведшая в итоге к крушению Шумера и возвышению Аккада. В Египте в XXIV–XXII вв. наступил голод, и смертность возросла почти в 10 раз [Селиванов, 2000]. В конечном счёте это привело к падению Древнего царства. Сокращение ранне-бронзовых протогородских поселений фиксируется в конце III тысячелетия по всей Палестине, включая Иерихон [Marchetti, Nigro, 1997a, b]. Более отчётливо подобная тенденция проявилась в Балканском культурном ареале, к которому по основным показателям относится трипольская культурная общность. На её позднем этапе материальная культура хиреет, прежние огромные и правильно спланированные суперцентры сменяются мелкими поселками, а затем вся культурная система распадается и дегенерирует [Массон, 1998, 1999].

В закавказской КУАК с середины III тысячелетия до н.э. многие прежние поселения гибнут, происходит их концентрация вдоль крупных и наиболее полноводных рек, осваиваются предгорья и усиливается миграция населения на юго-восток (в Северо-Западный Иран) и юго-запад (в Восточную Турцию и Палестину, где возникает родственная КУАК кирбет-керакская культура). Новые поселения строятся в труднодоступных местах, что отражает возросшую угрозу со стороны мигрировавших на традиционную территорию КУАК новых племён преимущественно скотоводческой ориентации (см. раздел 6.1). В итоге к концу тысячелетия куро-аракская культурная общность распадается и прекращает существовать. В Средней Азии кризис отмечен гибелью Геоксюрского оазиса.

Вместе с тем в ходе кризиса и связанных с ним миграций населения на смену ранним комплексным обществам Юго-Восточной Европы и Юго-Западной Азии приходят культуры полукочевых скотоводов, опирающиеся на использование лошади как транспортного средства. Происходят расслоение общества и выделение правящей верхушки, знаменующие новый военно-аристократический путь общественного развития.

Возникновение кризиса совпало с некоторым похолоданием и иссушением, наступившими в умеренных и приполярных широтах северного полушария Старого Света в середине III тысячелетия после атлантического оптимума. В Египте аридизация проявилась в резком уменьшении высоты паводков Нила, что

сразу сказались на продуктивности земледелия; но уже в конце тысячелетия высота паводков и соответственно продуктивность сельского хозяйства восстановились, а в конце XX в. до н.э. при Аменхотепе III отмечены сильные наводнения [Селиванов, 2000]. Более заметно аридизация коснулась областей орошаемого земледелия на границах с пустынями. Вероятно, именно с ней была отчасти связана губительная конфронтация древнейших городов-государств Шумера, имевшая целью расширение контроля за основными источниками орошения. В Южной Туркмении аридизация проявилась в блуждании и деградации Теджена, которые и привели к гибели Геокюрского оазиса. В Присеванье кризис ознаменовался иссушением и максимальной регрессией озера (см. раздел 6.4). Показателем иссушения Причерноморья явилась хаджибейская регрессия Чёрного моря, датированная серединой III тысячелетия до н.э. [Садчикова, Чепалыга, 1999]. Аридизация могла вызывать миграции скотоводческих племён из обезводивших степей в земледельческие оазисы, приводя к вооружённым столкновениям, способствовавшим распаду и гибели существовавших там культурных общностей.

Данные о геодинамических событиях эпохи второго кризиса немногочисленны и основаны на палеосейсмологических и палеовулканологических данных. К этому времени относятся крупные вулканические извержения Арарата (см. раздел 6.3.1) и одного из вулканов Южной Сирии (см. раздел 4.3), уничтожившие поселения середины III тысячелетия до н.э., а также сильные землетрясения в Центральном Загросе [Bachmanov et al., 2002]. Выявлены два сильнейших ($M \geq 7,3$ и $M \geq 7,2$; см. раздел 6.2) землетрясения в Памбак-Севанской зоне разломов Северной Армении, которые привели к гибели поселения поздней КУАК, датируемого XXVI–XXII вв. до н.э. [Philip et al., 2002].

Третий рассматриваемый кризис исторически охарактеризован полнее. В общеисторическом плане он ознаменовал переход от бронзового к железному веку. Социально-политические события кризиса многообразны. В XIV в. до н.э. политическую ситуацию в Ойкумене определяло соперничество двух великих держав: Египта и Хеттского царства, закончившееся после долгих войн, истощивших обе страны, подписанием около 1284 г. до н.э. мирного договора [Заблоцка, 1989]. К этому соперников подталкивали внутренние политические и экономические проблемы и набеги воинственных кочевых соседей. Вероятно, экономические ресурсы Египта были обширнее, о чём свидетельствует грандиозное строительство, предпринятое Рамсесом II после заключения мира.

Ассирия, испытывавшая непродолжительный подъём в первой половине и середине XIII в., была ослаблена постоянным соперничеством с Вавилонией за гегемонию в Месопотамии и к концу столетия, раздираемая внутренними противоречиями, как и Вавилон, не представляла большой политической силы. В Эгейском регионе господствовали ахейские города-государства, которые к этому времени сокрушили около 1450 г. до н.э. своего прежнего сюзерена – Микенскую державу Крита (см. раздел 4.4).

В конце XIII в. до н.э. ахейские города в течение нескольких десятилетий были сокрушены нашествием дорийцев и примкнувших к ним фракийско-иллирийских племён [История..., 1989], что положило конец крито-микенской цивилизации и вызвало массовый отток из региона прежнего населения. На Ближнем Востоке этот отток, приведший к миграции и других племён, был воспринят как нашествие «народов моря», передвигавшихся как по морю, так и по суше с использованием конной тяги. В договоре между Рамсесом II и хеттским царем Хаттусилисом III о них ещё говорится как об оплачиваемых, но независимых союзниках хеттского царя [Заблоцка, 1989]. Затем тон сообщений меняет-

ся. В тексте фараона Мернептаха около 1234 г. сообщается о «северных народах из всех стран мира». Это народы акайваша (ахейцы?), туруша (этруски?), шекелеш (сикулы, или сикелы, давшие своим именем название Сицилии), лукка (ликийцы), которые, объединившись с ливийскими племенами, стали нарушать египетскую границу.

Более поздняя (после 1215 г.) надпись Рамсеса III в храме Мединет-Абу гласит:

«Чужеземные народы на своих островах составили заговор, и ни одна страна не устояла против их оружия. Хатти (Хеттское царство), Кищуватна, Каркемиш, Арцава, Аласия (мелкие государства Сирии) исчезли одновременно. Воины шли на Египет, и волна огня шла перед ними. Были среди них пелесет (пеласги, имя которых на новой родине звучало как филистимляне и дало название Палестине), зикар, шекелеш, дануна (данайцы? – собирательное имя ахейско-ионийских племен Греции) и вашаш» [Заблоцка, 1989].

В итоге вторжения Хеттское царство было разгромлено (после 1215 г.), и на его месте прежними жителями и пришельцами с Балкан, из Эгейского региона и других соседних с Анатолией областей были созданы мелкие позднехеттские государства. В разгроме Хеттского царства приняли участие мушки – как полагают, предки армян [Дьяконов, 1967], захватившие верховья бассейна Евфрата и вытеснившие оттуда ликийцев. Новые государства были созданы пришельцами и на территории Сирии и Палестины, где Египет в значительной мере потерял свое влияние. В результате победы Рамсеса III в 1190 г. сам Египет выстоял, но вынужден был допустить расселение части пришельцев в районе дельты.

Жители Месопотамии подверглись другой опасности – нашествию кочевых западносемитских племен арамеев, выходцев из Аравии. Первые упоминания о стычках с ними относятся ещё к XIV в. до н.э. До конца XII столетия Ассирии удавалось отражать их натиск, да и сами арамеи, видимо, не ставили своей целью захват сельскохозяйственных территорий, ограничиваясь разбойными нападениями. В начале XI в. арамеи захватили Средний Евфрат, лишив Ассирию богатых сельскохозяйственных районов и затруднив ей доступ в Сирию [Заблоцка, 1989]. Голод и внутренняя политическая нестабильность ассиро-вавилонского общества сделали его добычей мигрантов. Арамейские племена халдеев захватили Вавилонию. Территория Ассирии, лишённой сырьевых колоний, предельно сократилась. Под контролем арамеев оказались Северная Месопотамия и более северные и западные территории, где они захватили позднехеттские государства. На захваченной территории арамеи частично перешли к оседлому образу жизни.

Перемещение арамеев вовлекло в движение израильско-иудейские племена, кочевавшие в Аравии. Оказавшись в Палестине, они смешались там с ранее пришедшими группами тех же и родственных племен (ещё Мернептах в конце XIII в. сообщал о разгроме Израиля) и оседлыми аморейскими племенами хананеев и сами перешли к оседлому образу жизни. Консолидация общества в условиях борьбы с соседними арамеями и филистимлянами привела к созданию около 1000 г. до н.э. Израильского государства.

Волна «великого переселения народов» затронула и арийские племена, кочевавшие в это время, вероятно, в Зауралье и Средней Азии. Первая волна индоариев достигла Ирана ещё в середине II тысячелетия до н.э. [Фрай, 1972]. Оттуда они позднее перекочевали в Северо-Западную Индию, где утвердились на развалинах Индской цивилизации, созданной родственными эламитами дравидскими племенами. Первые признаки неблагополучия наметились в этой сельскохозяйственной цивилизации ещё в первой половине II тыс. до н.э., а к середине тысячелетия деградация стало очевидной. Сохранились лишь отдельные центры, тяготевшие к океанскому побережью и Северо-Западному Индостану.

В конце II тысячелетия на территорию Ирана проникают ираноарийские племена андроновской культурной общности. Чуть раньше, в XIII–XII вв. до н.э., отмечены контакты одной из её ветвей с обитателями южнотуркменских земледельческих поселений эпохи бронзы (стадия Намазга VI) [Дьяконов, 1995б]. Характерно, что и эта южнотуркменская культура пришла во второй половине II тысячелетия к упадку и к концу тысячелетия окончательно деградировала. Что же касается ираноарийских племен, то они выйдут на широкую политическую арену лишь в I тысячелетии, но пока под их контролем оказались важные источники минерального сырья, необходимого государствам Месопотамии. В процессе расселения и освоения новых территорий арии вступали в контакты с хурритами, населявшими Закавказье и соседние области Ближнего Востока, и эламитами на юго-западе Ирана. Усилившийся в конце II тысячелетия Элам контролировал торговые связи Месопотамии с востоком.

Изменение политической карты Восточной Ойкумены, связанное с описанным «переселением народов», историки объясняют, в первую очередь, внутренними политическими и экономическими трудностями, которые испытывали в это время цивилизованные общества Восточного Присредиземноморья и Ближнего Востока. Причинами этих трудностей были экстенсивное сельское хозяйство, почти непрерывные войны, оскудение существовавших источников минерального сырья и сложность освоения новых источников, контролируемых воинственными «дикими» племенами [Заблоцка, 1989; История..., 1989]. Однако большинство перечисленных причин действовали и до кризиса. Почему же именно во время него они приобрели решающее значение? Очевидно, дело не только в них.

Одной из причин, углубивших кризис обществ Восточной Ойкумены, могло быть ухудшение климата (рис. 191). В долине Инда в интервале 3–1,8 тыс. лет до н.э. было тепло и влажно, что способствовало расцвету земледельческой индской цивилизации. В период времени 1,8–1 тыс. лет до н.э. условия становились всё более аридными, что привело к её деградации и гибели [Dhavalikar, 1991]. Указанная аридизация фиксируется на обширной территории. На северо-западе Индийского щита она отмечена регрессией и последующим пересыханием пресного озера Дидвана [Мурзаева, 1991]. В горах Центральной Азии прежде тёплые и влажные условия сменились примерно в середине II тысячелетия похолоданием и аридизацией, причём в Гималаях они сопровождались наступанием ледников, достигшим максимума около 1000 г. до н.э. [Bhattacharyya, Yadav, 1991].

Аридизация отмечена в Китае [Liu Tungsheng, 1993]. В Средней Азии с ней совпадают поворот Аму-Дарьи в Арал, его трансгрессия и иссушение Сарыкамышского озера и Узбоя, продолжавшиеся с начала II до начала I тысячелетий до н.э. [Развитие..., 1993]. Чуть позже (VIII–VII вв.) иссушение усилилось, и произошла регрессия также Аральского моря. На юге Туркмении влажные условия атлантика продолжались до конца III тысячелетия до н.э., а затем началось прогрессирующее иссушение, сопровождавшееся отступанием лесов [Трубихин, 1989; Мурзаева, 1991]. Иссушение территорий Средней Азии и Казахстана, вероятно, явилось одной из причин миграции скотоводческих арийских племен, первая волна которых через Иран достигла Северо-Западной Индии, а последующие осели в Иране.

Иссушение фиксируется по палинологическим данным в Центральной и Северной Турции [Bottema, 1991], а также в районе Персидского залива [Мурзаева, 1991], а в Закавказье (Присеванский регион – см. раздел 6.4) оно продолжалось до IX в. до н.э. [Саядян, 1983, 1985]. Возможно, именно аридизация Аравий-

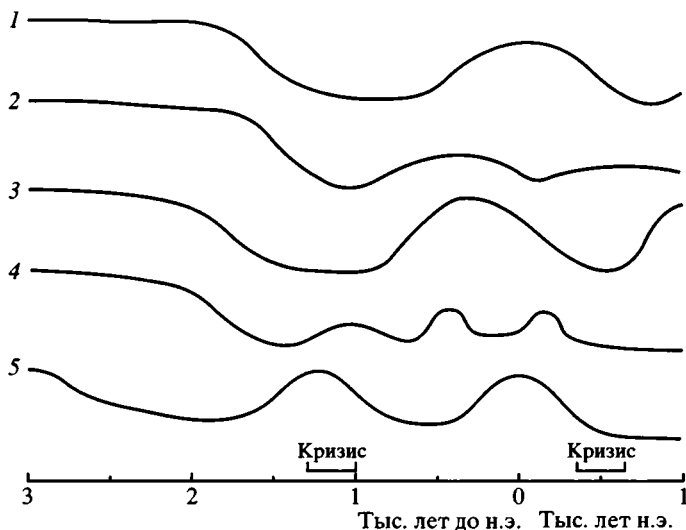


Рис. 191. Климатические изменения в Восточной Ойкумене со II тысячелетия до н.э. по I тысячелетие н.э. (составил В.Г. Трифонов)

1 – долина Инда [Dhavalikar, 1991], 2 – Гималаи и горы Центральной Азии [Мурзаева, 1991; Развитие..., 1993], 3 – Арал–Сарыкамыш [Развитие..., 1993], 4 – юг Туркмении [Трубихин, 1989; Мурзаева, 1991], 5 – Израиль [Issar, 1995]

Fig. 191. Climatic changes in the Eastern Oykumena since II millenium BC up to I millenium AD (compiled by V.G. Trifonov)

1 – the Indus valley [Dhavalikar, 1991], 2 – the Himalayas and the Central Asia mountains [Мурзаева, 1991; Развитие..., 1993], 3 – Aral–Sarykamysh [Развитие..., 1993], 4 – the southern Turkmenia [Трубихин, 1989; Мурзаева, 1991], 5 – Israel [Issar, 1995]

ской степи была одной из причин того, что кочевые арамейские племена, прежде довольствовавшиеся набегами на сельскохозяйственные оазисы, теперь вынуждены были завоёвывать их для прокорма скота. Вместе с тем аридизация ослабила экономику сельскохозяйственных обществ, сделав их более лёгкой добычей для завоевателей. На фоне общего иссушения Палестина в интервале времени 1,5–0,8 тыс. лет до н.э. отличалась относительным увлажнением [Issar, 1996], достигшим максимума в XIII столетии. Возможно, поэтому туда мигрировали в этот период и древнееврейские и арамейские племена, и филистимляне.

Анализируя списки «народов моря» в египетских текстах, обнаруживаем, что это преимущественно выходцы из Эгейского региона, включая Сицилию и Крит, входившие в ту же культурную общность (данайцы, ахейцы, пеласги, секулы), а также жители Малой Азии, которые могли быть вовлечены в движение потоком мигрантов (ликийцы, этруски). Эгейский регион выделяется среди других регионов Восточной Ойкумены повышенной сейсмичностью. Археосейсмологические исследования показали, что в XIII в. до н.э. крупнейшие города микенского мира были разрушены серией катастрофических землетрясений, что сделало их более легкой добычей для дорийских завоевателей [Archaeoseismology, 1996]. По мнению А.О. Селиванова [2000], деградация индской цивилизации, происходившая в середине II тысячелетия до н.э. и особенно заметная в начале его второй половины, помимо социально-экономических и климатических причин могла быть вызвана разрушением ирригационных систем сильными землетрясениями, что облегчило завоевание территории индо-

арийскими племенами. Предпринятый нами анализ Каталога сильных землетрясений позволил предположительно наметить внутри этой эпохи сейсмотектонической активизации два пика усиления сейсмичности – около 1400 г. и во второй половине XIII в. до н.э. (см. раздел 3.2.3 и Приложение 2).

Поздним отголоском того же кризиса могли быть сильнейшие землетрясения в Израиле и Армении в первой половине VIII в., причём в Армении (Юго-Восточное Присеванье) землетрясение сопровождалось вулканическим извержением и способствовало покорению возникших там протогосударственных образований войсками Урарту (см. раздел 6.3.2).

Таким образом, крупнейший социально-политический кризис древнего мира XIV–XI вв. явился результатом взаимодействия разнообразных факторов: внутренних трудностей цивилизованных сообществ, их войн между собой и с более «дикими» соседями, кризиса поставок сырья, которые сочетались с ухудшением климата и усилением тектонической активности в высокосейсмичном Эгейском регионе, а позднее и на обрамлениях Аравийской плиты. Эти природные изменения начались несколько раньше социально-политических проявлений кризиса, но достигли максимума в течение него.

Четвёртый подобный кризис, продолжавшийся с IV в. до IX в. н.э., ознаменовал крушение античного мира и переход к средневековому феодальному укладу. Он также был отмечен изменением политической карты Ойкумены и «великим переселением народов». Важнейшими историческими событиями, на несколько столетий определившими ход истории и развитие культуры, были падение Западной Римской империи, сопровождавшееся возникновением в Европе более мелких, порою эфемерных государств, и становление двух новых культурных центров Ойкумены – Византии и Арабского халифата. Эти изменения способствовали широкому распространению христианства и ислама, ставших крупнейшими мировыми религиями. Конкретные исторические события эпохи достаточно широко известны, что избавляет от необходимости их изложения. Нельзя не отметить, однако, той поразительной быстроты, с которой пали веками сложившиеся институты Римской империи, а сравнительно небольшое племя арабов-кочевников завоевало огромные и отчасти густонаселенные территории с цивилизованным населением. Каждое из этих событий продолжалось лишь несколько десятков лет.

Об исторических предпосылках обоих событий написано много и убедительно. Несомненны предшествовавшие падению Рима и нараставшие несколько столетий разложение римского общества и деградация высших институтов власти, обесценивание прежних культурных достижений и нравственных принципов распространением христианской идеологии, подрыв экономики борьбой с усиливавшимся давлением «варваров». Также несомненна (при внешнем великолепии) политическая и экономическая слабость сасанидского Ирана, последние правители которого утратили контроль над значительной частью удалённых провинций. Тем не менее, как и в случае первого кризиса, только социально-экономические факторы не исчерпывают всех особенностей эпохи.

С достаточной определённостью выявляется иссушение климата. В Средней Азии оно наметилось ещё в III в. н.э. и продолжалось до XI в. Его индикаторами являются развивавшаяся в первые века н.э. и продолжавшаяся до VIII в. регрессия Сарыкамышского озера и прекращение стока по Узбою [Развитие..., 1993]. С конца III в. фиксируется прогрессирующая аридизация Южной Туркмении [Трубихин, 1989]. В долине Инда аридизация пришла на смену относительно влажным условиям, господствовавшим до V в. н.э. [Dhavalikar, 1991]. Во вла-

дине Систан (юго-запад Афганистана) и в районе Севана более засушливые условия фиксируются после периода увлажнения, имевшего место в I–II вв. н.э. [Мурзаева, 1991]. В Севанском районе Армении иссушение продолжалось с V в. по X в. и сопровождалось значительной регрессией озера (см. раздел 6.4). Тогда же отмечены признаки иссушения на Северо-Западном Кавказе и сокращение горного оледенения на Большом Кавказе. С V в. началась, достигла максимума в VI–VII вв. и продолжалась до XII в. дербентская регрессия Каспийского моря, в наивысшую фазу которой его уровень был на 5–6 м ниже современного (см. раздел 7.1.1). На территории Израиля аридизация сменила относительно влажный период, охватывавший последние века до н.э.–первые века н.э., когда уровень Мёртвого моря поднялся на 50 м выше современного и его берег был возле Иерихона [Issar, 1996].

Наступление аридных условий было весьма пагубным для Римской империи. Дело в том, что существование города-гиганта Рима, население которого достигало 2 млн в эпоху расцвета, радикально изменило сельскохозяйственную географию страны. Жители Апеннинского п-ова стали специализироваться на животноводстве, овощеводстве, садоводстве и виноделии, а производство зерна и растительного масла – основных продуктов питания – сосредоточилось в Северной Африке (преждем Карфагене) и Сирии–Палестине. Иссушение этих регионов усугубило и без того сложную проблему обеспечения метрополии продуктами питания и приблизило крах империи. Аридизация сократила сельскохозяйственное производство и в пограничных с пустынями районах сасанидского Ирана, включая Месопотамию и Среднюю Азию, осложнив социально-политическую обстановку и сделав эти регионы более лёгкой добычей для арабов.

При оценке уровня сейсмичности Восточной Ойкумены в эпохи этого и последующего кризисов следует учитывать два обстоятельства. Во-первых, это общее улучшение регистрации сильных землетрясений со временем, в котором для рассматриваемого интервала намечаются три «скачка»: (1) начало систематического письменного фиксирования сильных сейсмических событий, которое в Эгейской области и Восточном Средиземноморье приходится на вторую половину I тысячелетия до н.э.; (2) существенное улучшение их регистрации в конце XVIII–начале XIX в.; (3) начало повсеместной инструментальной регистрации землетрясений с начала XX в. Во-вторых, со временем расширялась территория устойчивой регистрации сильных землетрясений (см. раздел 3.2.1). Во второй половине I тысячелетия до н.э. и в течение большей части I тысячелетия н.э. ею охватывались лишь Эгейский регион, Анатолия и Восточное Присредиземноморье. На Мусульманском Востоке устойчивая регистрация землетрясений началась в IX–X вв. с расцветом Арабского халифата, а в Карпато-Балканской области ещё позже – в XII в. На обрамлениях Индийской плиты этот процесс начался только в середине XIX в.

На фоне общего повышения количества сейсмической энергии, выделенной сильными землетрясениями второй половины I тысячелетия до н.э. и I тысячелетия н.э., эпоха четвёртого кризиса выделяется как «ранневизантийский пароксизм». Он начался в IV в. н.э. Самым сильным, возможно, сильнейшим в истории Эгейской области, было землетрясение 365 г., при котором значительная западная часть Крита испытала вращение по горизонтальной оси, и его юго-западный край поднялся на высоту до 8,5 м [Pirazzoli, 1996]. Серия сильных землетрясений фиксируется в Эгейской области, западной части Северо-Анатолийской зоны разломов и Восточном Присредиземноморье также в V–VI вв. (см. раздел 3.2.3 и рис. 53–61). Намечаются два пика усиления сейсмичности – в IV и

VI вв., причём в Левантско-Восточно-Анатолийской зоне они на несколько десятилетий опережают Северо-Анатолийскую зону. Позднее, в VIII–IX вв., сильные землетрясения продолжаются, охватывая, помимо указанных областей, Армянское нагорье, Загрос, Северный Иран и Бактрию.

Таким образом, и в этом случае, как и при кризисе XIV–XI вв. до н.э., социально-экономические истоки кризиса сочетались с неблагоприятными воздействиями климатических и геодинамических факторов. Ухудшение климатических условий началось неодновременно и имело разную длительность в разных частях Ойкумены, но его максимальные и повсеместные проявления пришлись именно на эпоху кризиса IV–VII вв. н.э. Что же касается социально-политических изменений, явившихся последствиями кризиса, то они продолжались ещё несколько столетий – по меньшей мере, до IX в.

В качестве последнего, пятого, кризиса можно рассматривать эпоху, начавшуюся в XVII в. и продолжавшуюся до начала XX в. Это был кризис феодальной социально-экономической системы, приведший к формированию нового жизненного уклада, основанного на принципах свободного рынка, гражданского общества, на быстром развитии новых индустриальных технологий, которые Дж. Бернал [1956] назвал Промышленной революцией, на глобализации мировой экономики в результате экспансии новейшей западноевропейской цивилизации. Кризис сопровождался массовой миграцией населения, прежде всего в Америку, и формированием новых мировых центров политического влияния. Его проявлениями были формирование и распад мировой колониальной системы. XX век ознаменовался такими событиями как мировые войны, создание и крах диктаторских режимов, поиски новых путей общественного развития в виде попыток создания социалистического общества.

Вместе с тем последний кризис совпал с обострением общего социально-экологического кризиса человечества, обусловленного его неуклонно возрастающим давлением на природу. С XIX в. этот процесс усилился и стал угрожать существованию человечества. Возможный выход из него в виде перехода к устойчивому развитию рассмотрен в разделе 8.2.1.

Подобно четырём описанным кризисным эпизодам пятый кризис был эпохой существенного ухудшения климата, известной как Малое скандинавское оледенение (см. гл. 1). Его первые признаки наметились ещё в конце XVI в. Похолодание достигло максимума в XVII в. и продолжалось до XIX в. Оно отмечено в разных частях Северного полушария от Северной Америки до Китая. В Альпах, Скандинавии и Исландии, на Аляске и в Андах, на Кавказе, Тавре и в горах Средней Азии в XVI–XIX вв. зафиксировано наступление горных ледников. Похолодание проявилось и в рассматриваемой части Альпийско-Гималайского пояса и в его окрестностях, причём в Средней Азии, на Тибете и во Внутренних Гималаях оно сопровождалось иссушением, а в некоторых горных областях, например, на Северо-Западном Кавказе и окрестностях Севана, незначительным увлажнением. Похолодание существенно снизило продуктивность сельского хозяйства и в ряде регионов заставило отказаться от его традиционных форм. Голод во время наибольшего похолодания на Британских островах в последнем десятилетии XVII в. унёс больше человеческих жизней, чем знаменитая эпидемия чумы 1340-х годов [Селиванов, 2000].

В XVIII–XIX вв. началось слабое потепление, сменявшееся эпизодами похолодания. В XX в. потепление стало более заметным: за столетие средняя температура у земной поверхности поднялась почти на 1 °С, а за последние 10–15 лет стало ещё примерно на 0,75 °С теплее. Потепление фиксируется в масштабе всей планеты и особенно её северного полушария, а также крупных

регионов, тогда как на локальном уровне картина более пёстрая. Многие исследователи связывают потепление с увеличением парникового эффекта, вызванного ростом концентрации антропогенного CO_2 в атмосфере в связи с Промышленной революцией и ростом численности населения, или считают его косвенным результатом хозяйственной деятельности – разрушения естественных экосистем, служащих регулятором водяного пара в атмосфере. Однако, как полагают К.Я. Кондратьев и В.К. Донченко [1999], никаких чётких сигналов, которые прямо свидетельствовали бы о связи современного потепления с этими явлениями, не выявлено, и вопрос о том, в какой мере оно обусловлено антропогенными факторами, а в какой – природной ритмичностью, остаётся открытым.

Сейсмотектонические проявления кризиса отражены на временных рядах распределения числа сильных землетрясений и выделенной ими сейсмической энергии в пределах рассматриваемого региона в целом, его провинций и крупных зон (см. рис. 53–64). Однако оценить это отражение можно лишь с учётом отмеченных выше особенностей регистрации землетрясений. Так, усиление сейсмических проявлений в первой половине II тысячелетия н.э., особенно заметное в Левантско-Восточно-Анатолийской зоне, не может быть признано равноценным «ранневизантийскому пароксизму», если учесть резкое увеличение в эту эпоху площади устойчивой регистрации сильных землетрясений. Значительное возрастание сейсмичности происходит лишь во второй половине XVII в. С конца XVIII в. сейсмичность вновь начинает возрастать и достигает максимальных показателей во второй половине XIX в. – первой половине XX в. Во второй половине XX в. в большинстве сейсмотектонических зон и регионе в целом фиксируется сейсмический спад.

Таким образом, последний кризис, подобно предыдущим, был эпохой сейсмической активизации. Ее характеризуют два пика сейсмичности – второй половины XVII в. и второй половины XIX в. – первой половины XX в. Имея в виду прогрессирующее улучшение регистрации землетрясений и переход в конце XIX в. к инструментальной регистрации, мы не можем быть уверенными, что второй пик был сильнее первого.

Итак, пять рассмотренных кризисов (табл. 9) были не только эпохами социальных потрясений, но и приводили к переходу человеческих сообществ на качественно иной технологический, экономический, демографический и политический уровень. Связанные с ними социально-политические события продолжались некоторое время и после окончания кризисов. Они подготавливались предшествовавшим развитием сообществ и были в значительной мере обусловлены их внутренними противоречиями и взаимодействием соседей. Вместе с тем все кризисы характеризовались ухудшением климатических условий в Восточной Ойкумене – иссушением и отчасти похолоданием. Эти явления не вполне совпадали по времени в разных областях, но в эпохи, совпадавшие с кризисами, оказывались всеобщими. Есть основания полагать, что климатические особенности этих эпох имели глобальное распространение. Все кризисы с большей или меньшей надёжностью определяются также как эпохи усиления сейсмичности и иногда вулканизма, отражающего тектоническую активизацию. В течение двух последних эпох и, возможно, предыдущей активизация выражена двумя пиками сейсмических проявлений. По-видимому, синхронные климатические и геодинамические изменения внесли вклад в развитие кризисов.

Каждый кризис продолжался несколько столетий (в наиболее типичном проявлении около 300 лет). Временные интервалы, замеренные соответственно

Таблица 9. Многовековые кризисы среднего и позднего голоцена

Время	Климат	Тектоника	История
Начало IV тыс. до н.э.	Появление изменений от года к году, режима ENSO в Пацифике	Землетрясения и вулканизм в Армении	Первые опыты бронзы. Первые гос-ва Шумера. Возникновение производящей экономики в Пацифике
Середина III тыс. до н.э.	Иссушение в Египте, Шумере, Ю. Туркмении, Присеванье. Регрессия Черного моря	Землетрясения и вулканизм в Армении и Ю. Сирии	Распад раннеземледельческих культур. Переход к полукочевому скотоводству. Падение Древнего царства Египта и Шумера
Вторая половина II тыс. до н.э.	Иссушение Инда, Ц. Азии, Китая, Туркмении, Турции, Закавказья, Персидского залива	2 пика сейсмичности: 1400 г. и XIII в. до н.э.	Падение ахейских гос-в, Хеттского царства, Вавилонии, индской цивилизации. Массовые миграции. «Народы моря». Переход к железу
Середина и вторая половина I тыс. н.э.	Иссушение Средней Азии, Афганистана, Инда, Б. и М. Кавказа, Израиля, С. Африки. Регрессия Каспия	2 пика сейсмичности: IV и VI вв., активизация до IX в.	Падение Западной Римской империи и Сасанидского Ирана. Арабские завоевания. Массовые миграции и новые гос-ва. Южные славяне и первые славянские гос-ва
XVII–XX вв.	Малое скандинавское оледенение: похолодание и наступление горных ледников. Иссушение в Средней и Центр. Азии	2 пика сейсмичности: во второй половине XVII в. и конце XIX–начале XX в.	Неурожай и голод в Европе и на Руси. «Смутное время». Массовые миграции. Промышленная революция. Мировые войны первой половины XX в. Поиски новых политических концепций

между началом или концом соседних кризисов дали следующие результаты: между первым и вторым кризисами – около 1400 лет; между вторым и третьим – 1200 лет; между третьим и четвертым – 1800 лет и между четвертым и пятым – 1200 лет. Таким образом, наиболее характерный интервал между кризисами 1200–1400 лет, и лишь в одном случае он возрастает до 1800 лет. Интересно, что такую же длительность имеет, согласно Л.Н. Гумилеву [19906], время активного развития этноса. По его данным, средняя продолжительность его активной жизни от начала подъёма до конца «инерционной» фазы составляет около 1200 лет, а общий возраст до конца регенерационной стадии «мемориальной» фазы – около 1500 лет.

Одним из важнейших результатов выполненного сопоставления, как и анализа более высокочастотных вариаций в Каспийском регионе (см. раздел 7.1), явилось, на наш взгляд, обоснование синхронности климатических и тектонических изменений. Перейдем к её рассмотрению.

7.4. СИНХРОННОСТЬ КЛИМАТИЧЕСКИХ И ТЕКТЕНИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ КВАРТЕРА И ЕЁ ВОЗМОЖНЫЕ ПРИЧИНЫ

7.4.1. Современные короткопериодные вариации

Вариации тектонической активности и климата, проявляющиеся на разных масштабных уровнях, можно рассматривать как сочетание колебаний разной частоты. Их наиболее высокочастотные проявления (годы и первые десятки лет) рассмотрены в разделе 7.1 на примере соотношений колебаний уровня Каспия в течение последних 160 лет с изменениями его климатически обусловленного водного баланса и сейсмичности региона как показателя его тектонической активности. Поскольку обнаружилась связь колебаний уровня моря с изменениями как водного баланса, так и сейсмичности, мы вправе говорить о синхронности вариаций параметров определяющих их факторов – климата и тектонических движений. Никакой генетической связи между их столь частыми колебаниями не устанавливается. Поэтому встает вопрос о некоей «третьей силе», регулирующей изменения этих параметров.

В.И. Кафтан и С.К. Татевян [1996] сопоставили рассматриваемые колебания уровня Каспия с изменениями индекса солнечной активности и вековыми вариациями угловой скорости вращения Земли, выполнив их гармонический анализ. Модель колебаний уровня моря, построенная по первым шести гармоникам с наибольшими амплитудами, не только хорошо согласовывалась с реальной кривой, но и позволила предсказать прекращение подъема уровня моря в 1997 г. (рис. 192). Это даёт основание предположить, что высокочастотные вариации климата и тектоники связаны парагенетически – регулирующим воздействием вариаций солнечной активности и скорости вращения Земли.

Периодичность вариаций магнитных возмущений и солнечной активности, коррелирующие с ними изменения погодно-климатических условий, урожайности сельскохозяйственных культур, нашествий саранчи, эпидемий и т.п. рассмотрели и обосновали А.Л. Чижевский [1973] и его последователи. Ими была показана наибольшая устойчивость 11-летнего цикла, соответствующего среднему периоду вариаций числа Вульфа (количества пятен на Солнце), и выявлена кратная ему иерархия циклов: 5–6, 22, 33–35 лет и около 90 лет. 10–11-летняя (в среднем) ритмичность изменений приземной температуры воздуха, как глобальной, так и (более отчетливо) в северном полушарии, с 1850 г. по 1990 г. просматривается на рис. 193. В.М. Ляхтер [2000] обратил внимание на изменчивость продолжительности основного цикла (в среднем 11-летнего) и на примере последних 250 лет показал, что она также может быть квазициклической с периодом в 60–100 лет. Вместе с тем многие климатологи признают связь высокочастотных климатических колебаний с изменениями параметров вращения Земли, прежде всего его угловой скорости, причем эта связь может быть двусторонней, поскольку изменения атмосферных течений и объема ледников способны изменять скорость вращения [Селиванов, 1996].

Отмечена корреляция циклов солнечной активности и числа землетрясений [Чижевский, 1973; Сытинский, 1987], а также средних интервалов между землетрясениями с $M \geq 7$ и изменений длины цикла [Ляхтер, 2000]. Циклическость в 9–12 и 5–6 лет выявлена и во временных рядах оползневой активности в Европе [Макаров и др., 1995]. Эти циклы отражают, с одной стороны, периодичность увлажнения, т.е. климатических изменений, а, с другой стороны, периодичность сейсмической активизации Альпийского пояса, к которому тяготеет значительная часть оползней.

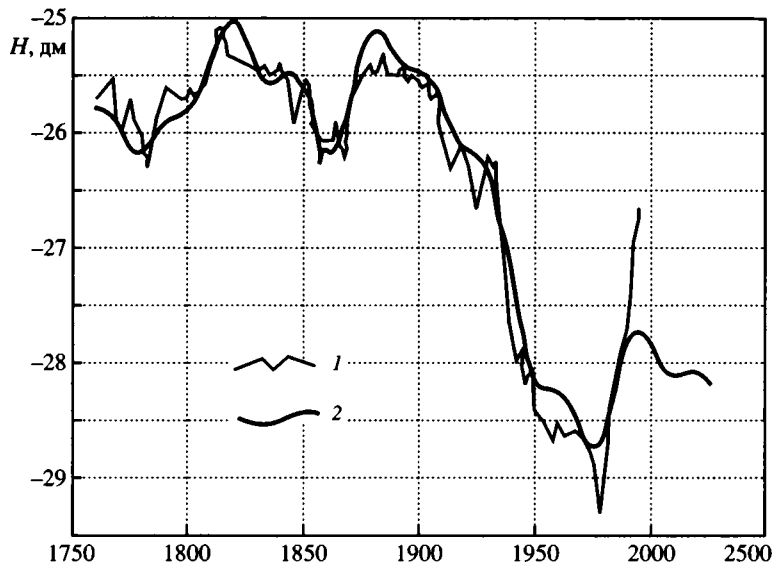


Рис. 192. Сопоставление кривых колебаний уровня Каспийского моря: наблюденной (1) и модельной (2) [Кафтан, Татевян, 1996]

Fig. 192. Curves of the Caspian Sea level changes: observed (1) and calculated (2) [Кафтан, Татевян, 1996]

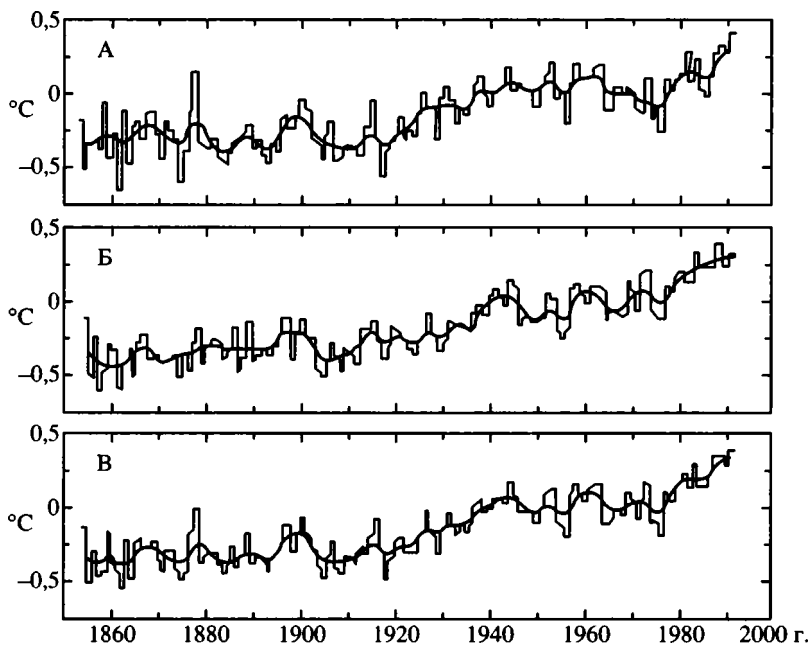


Рис. 193. Отклонение среднеполушарной (А – северное полушарие, Б – южное полушарие) и глобальной (В) приземной температуры воздуха в период с 1850 г. по 1990 г. от средней температуры, рассчитанной за период 1951–1980 гг. [Люцев, 2001]

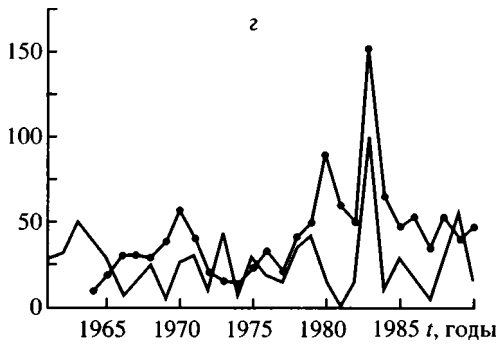
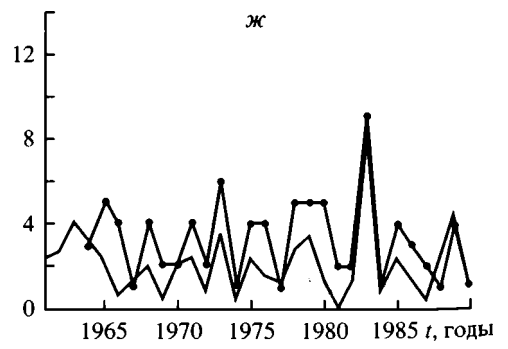
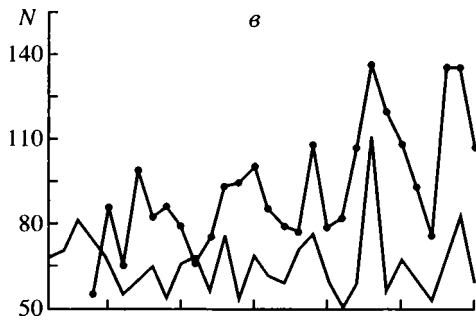
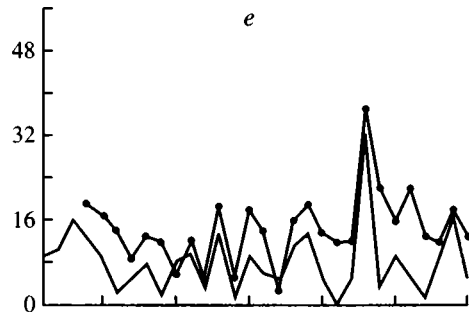
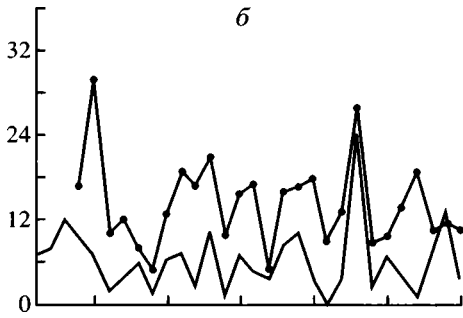
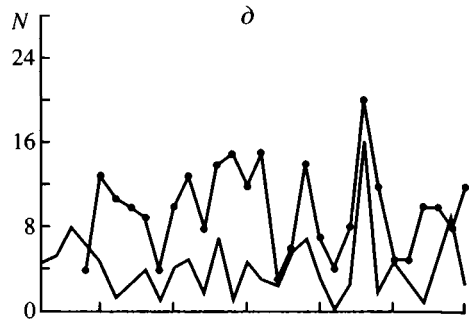
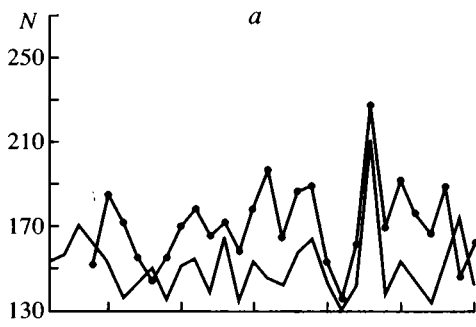
Fig. 193. Deflections of annual air temperatures near the land surface since 1850 up to 1990 from the average temperature for 1951–1980 in the northern hemisphere (A), southern hemisphere (Б), and global (B) [Люцев, 2001]

Интересные для обсуждаемой проблемы сопоставления выполнили К.Г. Леви и его соавторы [2002]. Отмечая периодичность природных процессов, соответствующую «циклу Вульфа», они, вместе с тем, обнаружили кратные ему более долгопериодные ритмы и циклы. Так, по данным А.В. Чипизубова, ими в течение последних 400 лет выявлена ритмичность максимумов выделения сейсмической энергии с наиболее характерным периодом 20–30 лет и хуже проявленными периодами 45, 90, 150 и 195–200 лет. При этом фазы максимального энерговыделения запаздывают до 10 лет по отношению к фазам наибольшей частоты сильных сейсмических событий. В Байкальском регионе частота совпадений кривых выделения сейсмической энергии и частоты землетрясений дала ритмы в 20, 40 и 70 лет.

Тот же период в 20–30 лет оказался характерным для ритмичности вулканических извержений за последние 400 лет; хуже проявлены ритмы в 50, 110–130, 160 и около 200 лет. Как и при сейсмических процессах, наиболее энергоёмкие вулканические события отстают во времени от фаз наибольшей частоты извержений. В целом намечена тенденция противофазной реализации вулканических и сейсмических событий. Сходная ритмичность в 20 и 30 лет (наряду с периодом в 170–190 лет) выявлена для импульсов прироста древесины с 1362 г. в Байкальском регионе. Наиболее чёткую цикличность в 20–26 лет дали импульсы прироста лиственницы. Циклы в 22–30 и 40 лет отмечены за последние 250 лет в колебаниях уровня Байкала, а температурные вариации в районе г. Иркутска с 1881 г. показали периодичность в 11, 22–25 и 35–37 лет. Таким образом, во всех проанализированных природных событиях с наибольшей очевидностью просматривается цикличность вариаций, близкая к сдвоенному «циклу Вульфа» и иногда кратная ему [Леви и др., 2002].

На основе Каталога сильных ($M_S \geq 5,7$) землетрясений Альпийско-Гималайского пояса между 15° и 80° в.д. Е.Р. Сенько и В.Г. Трифонов выполнили анализ временного распределения числа землетрясений и количества выделенной ими сейсмической энергии во второй половине XIX в. и в XX в. (см. раздел 3.2.4 и рис. 65–82). Выполненный анализ подтвердил выводы прежних исследователей о значении 11-летнего цикла и, отчасти, о связи продолжительности цикла и силы землетрясений. В отдельных зонах и провинциях рассмотренного нами региона преобладает 10–12-летняя цикличность, но наряду с ней присутствуют и сдвоенные циклы в 22 года, и циклы около 15 лет. Отмечено возрастание продолжительности цикла перед особенно сильным землетрясением, реже – после него. Дополняя друг друга, эти вариации выделения сейсмической энергии складываются для всего региона в более чёткую картину, давая циклы в 10–11 лет.

Н.Н. Горькавый, Ю.А. Трапезников, А.М. Фридман, С.К. Татевян и их соавторы рассмотрели связь изменений числа землетрясений с изменениями угловой скорости вращения Земли. Было показано, что в сейсмичности Земли различаются три компонента: глобальная с характерным временем изменений 10–15 лет; трансрегиональная с характерным временем около 3 лет, выраженная противофазностью активности северного и южного полушарий (максимум землетрясений с $M_b \geq 4$ в одном полушарии соответствует минимуму в другом); региональная, зависящая от местных тектонических условий и нециклическая. Глобальные параметры сейсмичности оказываются связанными с изменениями угловой скорости вращения, что доказывается высокими значениями средних величин коэффициентов корреляции между числом землетрясений в 1964–1990 гг. и модулем временной производной угловой скорости вращения $|d\Omega/dt|$, т.е. его ускорением [Горькавый и др., 1994, 1999] (рис. 194).



Эта зависимость проявляется неодинаково для землетрясений разной силы, на разных временных интервалах и в разных тектонических зонах. Она лучше выражена в 1969–1988 гг., чем в другие годы, и для Земли в целом достигает значимых величин (коэффициент корреляции $>0,5$) лишь для землетрясений с $M \geq 5$. Корреляция возрастает с глубиной и выше у мантийных землетрясений с промежуточными глубинами очагов (50–240 км), чем у коровых событий, но глубокофокусные землетрясения зон субдукции (глубже 300 км) корреляции не показывают. В целом обсуждаемая связь носит именно глобальный характер и, как правило, ослабевает при уменьшении области исследования, т.е. рассмотрении отдельных тектонических зон.

Таким образом, на масштабном уровне годов и десятилетий обнаруживается синхронность проявлений сейсмотектонических и климатических процессов, которая не может быть объяснена их влиянием друг на друга. Вместе с тем эти изменения коррелируют с вариациями параметров орбиты вращения Земли, её магнитных возмущений и солнечной активности, которые, возможно, связаны между собой.



Рис. 194. Сопоставление графиков модуля временной производной угловой скорости вращения Земли $|d\Omega/dt|$ (сплошная линия) и ежегодного числа землетрясений (линия с точками) [Горькавый и др., 1999]

Q – коэффициент корреляции между $|d\Omega/dt|$ и числом землетрясений $N(t)$;

а – сопоставление с глобальным распределением землетрясений с $M \geq 5,0$ на глубинах 70–125 км; за период 1964–1990 гг. $Q = 0,58 \pm 0,13$; за период 1969–1988 гг. $Q = 0,83 \pm 0,07$;

б – сопоставление с глобальным распределением землетрясений с $M \geq 6,0$ на глубинах 70–240 км; за период 1964–1990 гг. $Q = 0,54 \pm 0,14$; за период 1969–1988 гг. $Q = 0,76 \pm 0,09$;

в – сопоставление с распределением землетрясений с $M \geq 5,1$ в зонах спрединга (все глубины); за период 1964–1990 гг. $Q = 0,46 \pm 0,15$; за период 1969–1988 гг. $Q = 0,55 \pm 0,15$;

г – сопоставление с распределением землетрясений с $M \geq 4,5$ в западной части Альпийско-Гималайского пояса на глубинах 10–30 км; за период 1964–1990 гг. $Q = 0,51 \pm 0,14$; за период 1969–1988 гг. $Q = 0,62 \pm 0,14$;

д – сопоставление с распределением землетрясений с $M \geq 5,5$ вдоль западной активной окраины Тихого океана на глубинах 65–145 км; за период 1964–1990 гг. $Q = 0,50 \pm 0,15$; за период 1969–1988 гг. $Q = 0,60 \pm 0,14$;

е, ж – сопоставление с распределением землетрясений вдоль североамериканской активной окраины Тихого океана:

е – с $M \geq 5,1$ на глубинах ≥ 8 км; за период 1964–1990 гг. $Q = 0,72 \pm 0,09$;

ж – с $M \geq 5,5$ на глубинах ≥ 17 км; за период 1964–1990 гг. $Q = 0,78 \pm 0,08$; за период 1967–1990 гг. $Q = 0,83 \pm 0,06$

Fig. 194. Correlation of graphs of modulus of the time derivative of the angular rate of the Earth's rotation $|d\Omega/dt|$ (solid line) and annual number of earthquakes (line with dots) [Горькавый и др., 1999]

Q – coefficient of correlation between $|d\Omega/dt|$ and number of earthquakes $N(t)$;

а – global sum of earthquakes $M \geq 5,0$ in depths 70–125 km; $Q=0,58\pm0,13$ in 1964–1990 and $Q = 0,83\pm0,07$ in 1969–1988;

б – global sum of earthquakes $M \geq 6,0$ in depths 70–240 km; $Q=0,54\pm0,14$ in 1964–1990 and $Q = 0,76\pm0,09$ in 1969–1988;

в – earthquakes $M \geq 5,1$ in zones of spreading (all depths); $Q=0,46\pm0,15$ in 1964–1990 and $Q = 0,55\pm0,15$ in 1969–1988;

г – earthquakes $M \geq 4,5$ in the western part of the Alpine-Himalayan belt in depths 10–30 km; $Q = 0,51\pm0,14$ in 1964–1990 and $Q = 0,62\pm0,14$ in 1969–1988;

д – earthquakes $M \geq 5,5$ in the western active margin of the Pacific in depths 65–145 km; $Q = 0,50\pm0,15$ in 1964–1990 and $Q = 0,60\pm0,14$ in 1969–1988;

е, ж – earthquakes in the North American active margin of the Pacific:

е – $M \geq 5,1$ and depths ≥ 8 km; $Q = 0,72\pm0,09$ in 1964–1990;

ж – $M \geq 5,5$ and depths ≥ 17 km; $Q = 0,78\pm0,08$ in 1964–1990 and $Q = 0,83\pm0,06$ in 1967–1990

7.4.2. Среднепериодные вариации в среднем и позднем голоцене

Следующий масштабный уровень колебаний с периодами в сотни и тысячи лет наиболее детально исследован для среднего и позднего голоцена и потому представляет наибольший интерес для оценки влияния природных явлений на развитие и состояние общества. Различные области Восточной Ойкумены испытывали многовековые вариации климата разной продолжительности и не всегда совпадавшие по времени (см. раздел 1.2). Но на этом пестром фоне выделяются эпохи, когда эти изменения становились однонаправленными (в смысле неблагоприятности для жизнеобеспечения общества) в большинстве областей. С начала атлантики выявлено пять таких критических эпох (см. раздел 7.3).

Вариации эндогенной активности, выявляемые по изменению числа сильных землетрясений и, более определенно, количества выделенной ими сейсмической энергии, также имеют весьма пёстрое распределение. В большинстве сейсмотектонических зон региона обнаруживаются сейсмические циклы в понимании С.А. Федотова [1968] продолжительностью 200–300 лет, не совпадающие или не вполне совпадающие по фазам в разных зонах (см. раздел 3.2.3). Но в масштабе более крупных сейсмотектонических провинций и, более четко, для региона в целом на этом пёстром фоне, как и для климатических изменений, выделяются общие эпохи усиления сейсмичности. Они имеют продолжительность около 250–300 лет и повторяются с той же периодичностью, что и общая составляющая климатических изменений, совпадая с эпохами ухудшения климата (см. раздел 7.3). Для трёх последних таких эпох намечается характерная внутренняя структура – два пика усиления сейсмичности.

Поскольку сейсмичность, как было показано в гл. 2 и 3 и разделах 6.2 и 7.1, является отражением, хотя и неполным, тектонических процессов, мы вправе рассматривать такие эпохи как эпохи тектонической активизации. Некоторые из них отмечены вспышками вулканизма, который также связан с тектоникой (см. гл. 4 и раздел 6.3). Таким образом, в течение среднего и позднего голоцена выявляется многовековая синхронная тектоно-климатическая цикличность, критические фазы которой, продолжавшиеся в наиболее типичном выражении около 300 лет, повторялись через 1200–1800 лет, причём есть основания полагать, что они проявлялись не только в Восточной Ойкумене, но и в других регионах (см. раздел 7.3).

Эти критические фазы, или эпохи, сочетаясь с особенностями внутреннего развития и взаимодействия человеческих сообществ (этносов, племён, культур и государств), давали результаты, заметно влиявшие на развитие общества. Они приводили, с одной стороны, к социальной напряжённости, миграции населения, усилению вооружённых конфликтов, распаду казавшихся устойчивыми культурных объединений и государств, а, с другой стороны, к появлению новых технологий и форм экономики и общественной жизни. Общественные движения, начавшиеся в такие фазы, например, миграции населения, формирование и распад государств, могли продолжаться после кризиса ещё некоторое время (до 200 лет), после чего наступала относительная стабилизация. В отличие от критических фаз, разделявшие их эпохи характеризовались эволюционным развитием с более плавными преобразованиями и количественным накоплением возникших качеств.

Выявленная нами тектоно-климатическая цикличность, обусловившая в определенной мере и неравномерность развития общества, близка по продолжительности к многовековым (1500–2000 лет) ритмам увлажнения А.В. Шнитникова [1957], выделенным для того же временного интервала. Периоды колеба-

Таблица 10. Амплитуды вековых вариаций геомагнитного поля по археомагнитным данным [Бурлацкая, 1987]

Период (годы)	Напряжённость (μT)	Наклонение ($^{\circ}$)	Склонение ($^{\circ}$)
1800	4-6	2	5-10
1200	4	2-5	6-8
600	4	1-4	3-5
300-400	2-4	1-5	3-8

ний в 1,5–1,9 тыс. лет фиксируются и в изменениях уровня мирового океана [Селиванов, 1996]. Так, на материковом побережье Японского моря выявлены подъёмы его уровня до первых метров около 0,15–0,2; 1,9; 3,4–3,5 и 5,2 тыс. лет назад. Такая же периодичность устанавливается при анализе осреднённой глобальной кривой изменений уровня океана в течение последних 6 тыс. лет [Newman et al., 1980]. Подъёмы уровня совпадают с эпохами повышения температуры воздуха в Северном полушарии и, возможно, связаны с частичным таянием ледников, прежде всего Антарктиды и Гренландии. Вероятно, они определяются той же системой климатообразующих процессов, что и ритмы А.В. Шнитникова.

Многовековым климатическим ритмам А.В. Шнитников [1957] предложил астрономическое объяснение. По его мнению, они соответствуют периоду констелляций Луны, Земли и Солнца, в течение которого приливообразующая сила изменяется на величину не менее 10%. При большой высоте приливов происходит смешивание глубинных и поверхностных вод, изменяющее атмосферную циркуляцию. Поскольку такие ритмы (1500–2000 лет) близки к периодичности увеличения силы и частоты землетрясений и суммарного выделения сейсмической энергии в сейсмо тектонических провинциях Восточной Ойкумены (1200–1800 лет), можно допустить, что отмеченные вариации приливообразующей силы влияют и на сейсмическую активность.

Для определения природы вековой тектоно-климатической цикличности большой интерес представляют результаты археомагнитных исследований С.П. Бурлацкой [1987]. Анализируя изменения напряжённости, наклонения и склонения геомагнитного поля, она выделила в спектре их колебаний наиболее характерные вековые циклы: 360 ± 40 , 600 ± 50 , 1200 ± 50 и 1800 ± 70 лет. Амплитуды изменений параметров геомагнитного поля в этих циклах представлены в табл. 10. С учётом пониженного числа рядов наблюдений большой продолжительности (достаточной, чтобы выделить периоды в 1200 и 1800 лет) С.П. Бурлацкая составила гистограмму повторяемости циклов разной частоты, из которой следует, что 1200-летний цикл выявляется чаще других (рис. 195).

1200-летний цикл связан со спиральной (против часовой стрелки) прецессией геомагнитной оси вокруг географической оси вращения при их медленном сближении. Один оборот такого движения как раз и составляет 1200 лет. Наряду с ним С.П. Бурлацкая обсуждает западное смещение геомагнитной оси со средней скоростью около $0,2^{\circ}$ в год, источником которого может быть проскальзывание мантии относительно жидкого ядра. Медленные колебания (1200 и 1800 лет) не выявляют такого дрейфа, но он устанавливается для циклов в 300–400 и 600 лет. Вместе с тем С.П. Бурлацкая отмечает, что связанная с 1800-летним циклом компонента вариаций «по величине коррелирует с глобальной компонентой западного смещения».

N , усл. ед.

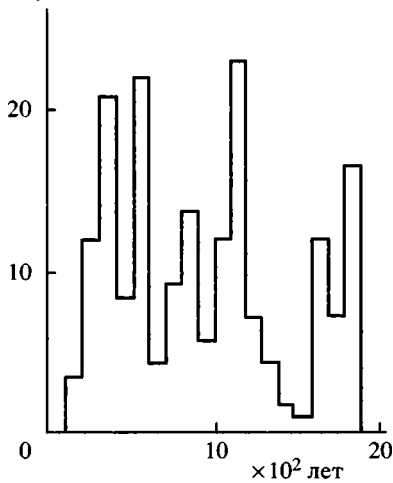


Рис. 195. Гистограмма повторяемости периодов вековых вариаций геомагнитного поля после «нивелировки» (поправки на разную представительность рядов наблюдений разной длительности) [Бурлацкая, 1987]

Fig. 195. Histogram of repeatability of the geomagnetic field variations after correction related to different representativity of series of observation of different duration [Бурлацкая, 1987]

Таким образом, и на рассматриваемом масштабном уровне синхронность тектонических и климатических изменений может быть обусловлена внешними воздействиями – вариациями геомагнитного поля, связанного с особенностями вращения разных оболочек и ядра, и, возможно, астрономических факторов (в данном случае приливных воздействий). Разумеется, говоря о такой регуляции сейсмотектонических процессов на масштабных уровнях как в годы и десятки лет, так и в сотни и первые тысячи лет, мы имеем в виду лишь её триггерную роль при обусловленности тектонических процессов эндогенными энергетическими источниками.

В неравновесных системах, определяющих как климатические, так и сейсмотектонические события, систематическая прибавка небольшой, но ритмичной внешней нагрузки, которую обеспечивали орбитально-астрономические факторы, обусловила периодичность, причём синхронную, и климатических и тектонических проявлений.

7.4.3. Долгопериодные вариации в плейстоцене

На масштабном уровне в десятки и сотни тысяч лет лучше изучены климатические изменения. В течение эоплейстоцена и плейстоцена (неоплейстоцена) фиксируются многократные изменения значений $\delta^{18}\text{O}$, отражающие цикличность глобальных климатических вариаций [Imbrie et al., 1984; Bassinot et al., 1994]. В эоплейстоцене эти циклы имеют продолжительность 41 тыс. лет, а в плейстоцене – 100 тыс. лет [Ruddiman et al., 1986]. Менее отчётливо проявляется цикличность с периодами в 19–23 тыс. и около 400 тыс. лет. С циклами плейстоцена коррелируют эпохи оледенений и межледниковий.

М. Миланкович [1939] впервые обосновал связь этих колебаний с изменениями интенсивности солнечной радиации в результате изменения орбитальных параметров Земли. В дальнейшем его построения были уточнены [Berger, 1984; Большаков, 2000]. Цикличность определяется изменениями следующих параметров вращения: эксцентриситета (цикл 100 тыс. лет), угла наклона оси вращения к плоскости эклиптики (41 тыс. лет) и прецессии – предварения равноденствий (19–21 тыс. лет). Изменение продолжительности циклов на границе эоплейстоцена и плейстоцена может быть связано с тем, что в эоплейстоцене климатическая периодичность подчинялась в наибольшей мере вариациям угла наклона оси вращения к плоскости эклиптики, а в плейстоцене, с общим похолоданием и увеличением массы ледников в высоких широтах, определяющими стали колебания эксцентриситета [Большаков, 2000]. Как результат взаимодействия изменений всех указанных параметров, возникает интегральный 400-тысячелетний цикл.

Если климатическая ритмичность и её связь с цикличностью изменений орбитальных параметров рассматриваемого масштабного уровня достаточно хорошо обоснованы, то вопрос о существовании подобной тектонической ритмичности является предметом дискуссии. Решающим в ней стали различия подходов к происхождению цикловых террас и орогенных поверхностей выравнивания в горных областях. Их изучение в разных горных системах показало, что эти уровни рельефа изменяют высотное положение, отражая развитие новейших структур – поднятий хребтов и межгорных впадин, нередко представляющих собой складки большого радиуса кривизны (так называемые складки основания).

В тех случаях, когда базисом эрозии речных долин, пересекающих такие горные системы, служат бассейны, сообщающиеся с мировым океаном, или крупные внутриконтинентальные водоёмы, климатически обусловленные изменения базиса эрозии (например, падение уровня моря в эпоху оледенения) приводят к формированию врезов и в конечном счёте террас или поверхностей выравнивания. Отсюда возникло мнение, что различия глубины врезов обусловлены лишь наложением таких климатических в своей основе событий на более или менее непрерывное тектоническое развитие орогена.

Однако Н.П. Костенко [1972] и В.И. Макаров [1980] показали, что дело обстоит иначе.

«Рассматривая смежные впадины и поднятия орогена в качестве сопряжённо развивающихся складок основания, мы неизбежно приходим к выводу о синхронности разрушения поднятий и накопления обломочного материала в смежных впадинах. При этом очевидно, что максимальное разрушение поднятий, эрозивно-денудационное их расчленение с выработкой так называемых врезов и максимальное активное осадконакопление во впадинах отвечают фазе активизации орогенических движений. Несогласия же в разрезах впадин, переходящие по простиранию в ступени денудационных поверхностей выравнивания на склонах поднятий, отвечают периодам затухания или по крайней мере ослабления тектонических движений... Изменениям в развитии поднятий отвечают особенности строения разреза отложений, выполняющих впадины... Тектоническая активизация проявлена активизацией осадконакопления, и прежде всего накопления грубообломочных отложений» [Макаров, 1980, с. 142–144].

Таким образом, многократно описанные в горных системах врезы, разделяющие террасы и поверхности выравнивания, отражают как климатически обусловленное падение базиса эрозии, так и возрастание интенсивности вертикальной составляющей тектонических движений. Иначе говоря, на рассматриваемом масштабном уровне климатические и тектонические ритмы также совпадают, что может быть обусловлено регулирующей ролью изменений параметров орбиты вращения Земли. Что же касается интегрального орбитально-климатического ритма в 400 тыс. лет, то при детальном исследовании намечается и его неотектоническое проявление. Так, на Тибете выделяются стадии ускорения воздымания с возрастанием около 1 млн, около 0,6 млн и начиная с 0,15 млн лет назад [Li Jijun, 1991]. Две последние стадии отмечены и в предгорьях Памира [Трифонов, 1983].

7.4.4. Временной предел астрономической регуляции ритмов

В геологической истории Земли наряду с рассмотренными выделяются более долгопериодные ритмы и фазы: тектонические эпизоды с периодом повторяемости 1–2 млн лет; тектонические фазы Штилле с периодом повторяемости 10–20 млн лет; циклы Бертрана (периоды смены таласократических и геократических эпох с интервалом около 150 млн лет или меньше); циклы Вилсона (периоды возникновения и распада Пангеи с интервалом около 600 млн лет). В свя-

зи с этим возникают два вопроса: во-первых, на каком масштабном уровне циклов связь тектоники и климата становится генетической, а не парагенетической, т.е. тектонические изменения обуславливают климатические, и нужда в их внешней регуляции отпадает; во-вторых, где грань между астрономически обусловленными ритмами и цикличностью как проявлением автоколебаний эндогенной жизни Земли, запечатленных в последовательности тектономагматических событий?

Неотектонический этап является геократической эпохой последнего, альпийского, цикла Бертрана, пришедшей в конце эоцена на смену таласократической эпохе мезозоя и раннего палеогена. Как и другие геократические эпохи, его отличают высокая контрастность рельефа и минимум трансгрессий на континентах, что связывается с общим изменением тектоно-магматической активности Земли [Трифонов, 1990а]. Вместе с тем наиболее полное выражение неотектонический этап получил в течение последней крупной фазы диастрофизма Штилле, охватывавшей поздний миоцен и ранний плиоцен (10–3,5 млн лет назад). В течение этой фазы и более отчётливо после неё фиксируются эпизоды тектонической активизации, общие для Среднеазиатского и Кавказско-Ближневосточного регионов, Загроса, Великой Африканской системы разломов, Исландии, Камчатки, запада Северной Америки и повторявшиеся через 1–2 млн лет [Трифонов, 1999]. А.Е. Додонов [2001] выделил в Средней и Центральной Азии, включая Тибет и Гималаи, эпизоды около 3,5; 2,5–1,8 и 1,0–0,8 млн лет назад.

На этих масштабных уровнях климатические изменения следовали за тектоническими. Согласно изотопно-кислородным измерениям, глобальное похолодание фиксируется с конца эоцена, когда уже проявились первые признаки, характерные для неотектонического этапа, а к олигоцену относятся первые следы оледенения Антарктиды. Похолодание стало особенно ощутимым в плиоцен-четвертичное время, после первых проявлений позднемиоцен-раннеплиоценовой фазы орогенеза. С середины плиоцена (около 3 млн лет) оледенения фиксируются не только в полярных широтах – Антарктиде [Селиванов, 1996] и Исландии [Трифонов, 1983], но и в горах Средней Азии [Никонов, Пахомов, 1984]. В качестве факторов воздействия тектоники на климат можно рассматривать усиление теплоизлучения планеты в связи с горообразованием, а затем и вторичные эффекты геократизма – усиление климатической контрастности, возрастание альбеда территорий, покрытых ледниковым и снежным покровом, и уменьшение содержания CO_2 в атмосфере.

Более тесная и очевидная связь устанавливается между тектоническими и климатическими событиями плиоцена–квартера Средней и Центральной Азии на масштабном уровне эпизодов ускорения поднятия. Они вызывали похолодание региона и сначала приводили к оледенениям. Но дальнейшее воздымание Гималаев–Тибета–Каракорума–Памира изменило атмосферную циркуляцию, преградив дорогу влажным муссонам Индийского океана [Monger, 1991], из-за чего регион испытал аридизацию, и позднеплейстоценовое оледенение имело существенно меньшее распространение, чем ранне-среднеплейстоценовое [Додонов, 2001].

Таким образом, на масштабных уровнях порядка миллиона лет и больше климатические изменения обусловлены тектоническими, и нет нужды объяснять их синхронность внешними, орбитально-астрономическими, причинами.

Сложнее решить вопрос, на каком масштабном уровне астрономически обусловленные ритмы сменяются автоколебаниями эндогенной активности. Мы полагаем, сугубо гипотетически, что эта грань проходит между тектоническими

фазами и эпизодами. Для первых характерна одновременная тектономагматическая активизация областей с различными геодинамическими обстановками. Для вторых установлена противофазность активизации горно-складчатых поясов сжатия и рифтовых зон растяжения, которую можно считать проявлением общего периодического сжатия и растяжения планеты, обусловленных изменениями параметров орбиты [P.Bankwitz, E.Bankwitz, 1974; Милановский, 1978; Трифонов, 1999].

Итак, синхронность внутривековых вариаций погодно-климатических условий и сейсмических проявлений тектонических процессов может отражать их парагенетическую связь, обусловленную воздействиями астрономических факторов – изменений параметров вращения Земли и солнечной активности. Орбитальные изменения и вариации интенсивности приливных воздействий могли определять и синхронность климатических и тектонических событий с цикличностью порядка 1500 лет. Изменения параметров орбиты Земли обусловили также климатические и, вероятно, синхронные им тектонические циклы с периодами повторяемости в десятки и сотни тысяч лет.

При этом для сейсмотектонических событий орбитально-астрономические факторы выполняли на этих масштабных уровнях лишь роль триггера (спускового крючка, небольшой дополнительной нагрузки), вводя ритмичность в действие главного энергетического источника – эндогенных сил. В отношении климатических изменений энергетический вклад орбитально-астрономических факторов мог быть большим из-за высокой подвижности атмосферы и гидросферы.

На масштабных уровнях в сотни тысяч и миллионы лет достаточно очевидной становится генетическая связь между тектоническими и климатическими процессами – воздействие первых на вторые. На уровне миллионов лет орбитально-астрономическая регуляция цикличности природных процессов сменяется регулирующей ролью автоколебаний эндогенной активности Земли. Вопрос о том, вносили ли в эти колебания вклад взеземные факторы, остаётся открытым.

ЧЕЛОВЕК И ПРИРОДА

8.1. ЧЕЛОВЕК В ОКРУЖАЮЩЕЙ СРЕДЕ

Как отмечалось выше, подавляющее большинство природных и социальных систем, рассматриваемых в книге, являются открытыми, т.е. через их границы осуществляется обмен энергией и веществом с окружающей средой. Этим они принципиально отличаются от закрытых систем, в которых действуют закон сохранения энергии и закон роста энтропии в результате всей суммы преобразований. Энтропия определяет качество закрытой системы. Есть системы с максимумом порядка и большим потенциалом к преобразованиям. В ходе этих преобразований порядка становится меньше (растёт хаос), возможность преобразований уменьшается и при достижении максимума хаотичности, т.е. выравнивания энергетических потенциалов частей системы при сохранении прежнего количества энергии возможность дальнейших преобразований исчерпывается и наступает «тепловая смерть» системы.

Из-за обмена с окружающей средой открытым системам «тепловая смерть» не грозит. Большинство из них, кроме, может быть, самых примитивных, первых, нелинейны, т.е. не могут быть описаны простыми линейными зависимостями, и, во-вторых, диссипативны, т.е. подвержены энергетическим и вещественным преобразованиям, которые делают развитие таких систем необратимым. Эти особенности определяют способность таких систем к самоорганизации (самоупорядочиванию, или совершенствованию) [Пригожин, Стенгерс, 1986].

На примерах, описанных в этой книге, отчетливо проявились главные принципы синергетики, характеризующие процессы самоорганизации систем. Так, принцип подчинения позволяет свести анализ множества процессов в сложной системе к решению небольшого числа уравнений с сильно укороченным набором переменных, называемых параметрами порядка. Реальное поведение системы во времени описывают медленно меняющиеся переменные, определяя значения быстро меняющихся переменных, которыми при оценке уровня порядка можно пренебречь. В предыдущих главах мы убедились, что краткие геодинамические события, пусть даже катастрофические, редко оказывали решающее воздействие на этнос, государство или цивилизацию. Но такое воздействие оказывали долгопериодные вариации геодинамических параметров: климатические изменения, эпохи усиления тектонической, сейсмической и вулканической активности.

Принцип конкуренции мод основан на том, что любое движение в пространстве можно представить как сочетание так называемых нормальных мод, т.е. волн с различными длинами и частотами. Некоторые моды усиливаются быстрее других. Они оказываются наиболее долгоживущими и подчиняют себе остальные, как бы выигрывая в конкурентной борьбе. В этом смысле законы внутреннего развития социальных систем более конкурентноспособны по сравнению с внешними геодинамическими воздействиями и в конечном счёте определяют ход истории. Но на определённых этапах геодинамические воздействия

оказываются более быстро усиливающейся модой, и их роль становится решающей, положительной или отрицательной.

Такое решающее положительное воздействие оказало улучшение климата на возникновение земледелия. Отрицательным для обитателей части Месопотамского прогиба был быстрый подъём уровня моря в начале IV тысячелетия до н.э., вынудивший их покинуть благодатное место прежнего обитания, надолго сохранившееся в памяти поколений как Потерянный Рай. Иногда такое геодинамическое воздействие проявляется со всей очевидностью лишь по прошествии некоторого времени. Так было с гибелью Критской державы после Великого Минойского извержения и деградацией и, в конечном счёте, гибелью Хараппской цивилизации после ухудшения климатических условий земледелия. Можно найти и много других примеров подобной конкуренции различных факторов социального развития.

Открытая диссипативная система в процессе развития испытывает флуктуации. Если они малы, уравнения модели системы могут давать при определённых значениях их параметров стационарные устойчивые решения. Однако при превышении каким-либо параметром критического значения под влиянием тех же внешних сил будут возникать новые структуры в пространстве и во времени. Система эволюционирует и переходит в автоколебательный режим. При этом ресурс для таких колебаний может возрастать медленно, а переменная, потребляющая ресурс, – изменяться быстро, пока ресурс не исчерпается. После восстановления ресурса процесс повторяется. Наконец, возможны ситуации, когда при сильных колебаниях система разрушается. На смену ей может прийти система более примитивная (с меньшим порядком) или более сложная (с большим порядком), причём сама система не «знает», что ожидает её в такую критическую, революционную фазу.

Чтобы проиллюстрировать сказанное, обратимся к тектоническим системам. В результате перемещения крупных плит или блоков земной коры формируется иерархический ряд систем, представленных разломами, складками, вулканами и т.д., образующими структуры разной сложности. В отдельной зоне разломов происходит накопление упругой деформации (процесс длительный и возвратный в том смысле, что при снятии нагрузки снимается и деформация). Когда накопленная деформация приближается к пределу прочности пород, начинают развиваться трещины и деформация ускоряется, становясь необратимой. Наконец, когда этот предел преодолевается в той или иной части зоны разломов, происходит сопровождающееся землетрясением быстрое перемещение крыльев зоны разлома по одной или немногим плоскостям. Остальные трещины прекращают развитие. Медленно накапливавшаяся деформация снимается и начинает накапливаться снова, пока не снимется при следующем землетрясении в том же или другом участке зоны. Для зоны разлома в целом это эпизод в автоколебательном процессе развития, а для меньшей системы деформация–разрушение на участке зоны в промежуток времени между двумя землетрясениями – это полная её гибель.

Более сложный пример – предполагаемый ход конвекции, т.е. круговорота вещества в мантии Земли, обусловленного её температурной и вещественной неоднородностью [Монин и др., 1987]. Цикл начинается множеством восходящих потоков вещества от границ ядра или раздела внутри мантии. Эти потоки самоорганизуются, группируясь в небольшое количество крупных ячеек. Медленный подъём разогретого лёгкого и легкоплавкого вещества приводит к сравнительно кратким периодам выделения этого вещества в литосферу и на поверхность – периодам усиления тектономагматической активности. Такой пе-

риод прекращается после исчерпания ресурса, и следующий подобный период наступает с подъёмом новой порции глубинного вещества, обеспечивающим автоколебательный характер процесса. Но поскольку источники глубинного вещества находятся в разных частях недр планеты, может произойти перестройка конвективных ячей, т.е. разрушение старой и формирование новой их системы.

Подобной автоколебательностью можно объяснить и цикличность развития четвертичных оледенений [Развитие..., 1993]. Наступление ледниковой эпохи обусловлено сочетанием холодной земной поверхности и влажных воздушных масс. При этих условиях происходит нарастание ледникового покрова. Но его возникновение приводит к иссушению климата в области ледника и его окрестностях; изменяется характер воздушных течений, и влага перестаёт поступать в ледниковую область. Ледник частично или целиком тает. Температура и увлажнение возрастают, и по прошествии некоторого времени оледенение повторяется. Однако при изменении внешних условий (величины и распределения температур, направления воздушных и водных течений) такая система может разрушиться, и наступит период меньших климатических контрастов без оледенений, подобный тому, что был на Земле в миоцене.

Таким образом, в открытых системах происходит саморегулирование, приводящее к упорядочиванию, усложнению и уменьшению энтропии. Оно осуществляется за счёт деградации и разрушения более примитивных систем, менее способных к самоорганизации и, по мнению И. Пригожина [Пригожин, Стенгерс, 1986], приводит к возрастанию энтропии в объёме среды, включающем все эти системы. Свойство, обеспечивающее способность открытых систем к самоорганизации, назовём душой системы, что ни в какой мере не противоречит другим, метафизическим, определениям души. Именно антиэнтропийное саморегулирование и усложнение систем неживой («косной», по В.И. Вернадскому) природы привело к появлению и эволюции прото-живых и позднее живых материальных систем и, наконец, человека и его сообществ. Таким образом, приходим к тезису П. Тейяра де Шардена [1987] о том, что идея, или духовное начало, присуще не только человеку, но в меньшем количестве и качестве также всем живым существам или сообществам существ и даже (как было показано выше) саморегулирующимся системам «косной» природы.

По степени сложности, т.е. количеству и качеству духовного начала можно выстроить ряд систем:

- разной сложности самоорганизующиеся системы «косной» природы;
- протоживые и живые организмы и их сообщества разной сложности;
- системы живой природы, осознающие себя как таковые, т.е. эволюционный ряд предков человека, заканчивающийся человеком разумным;
- человеческие сообщества разной степени сложности и созидательной способности.

В советской интерпретации марксистской философии между «формами движения», т.е. членами рассматриваемого ряда открытых систем, возводились искусственные барьеры, и всякие попытки «перекидывания мостиков» между ними жестоко критиковались. Между тем члены ряда не разделены непроходимыми границами. Это обусловлено прежде всего тем, что законы материального мира, действующие на уровне более примитивных систем, сохраняются и в более сложных системах, лишь дополняясь специфическими законами соответствующего члена ряда.

В последние годы появились серьёзные публикации (частью выношенные и даже написанные ещё в советское время), где обосновывается сходство некоторых закономерностей биологического и социального развития и ряд особенно-

стей личного и социального поведения человека объясняется его биологической (генетической) природой [Горшков, 1995; Красилов, 1997; Эфроимсон, 1997]. В таком «низведении» элементов индивидуальной системы человека (эго-системы, по В.А. Красилову) или социальной системы общества к более примитивной биологической системе есть несколько аспектов.

Первый аспект состоит в том, что некоторые черты сходства эволюции и соотношений элементов биологических и социальных систем на самом деле являются общими свойствами открытых систем. Это относится, например, к аналогии между заполнением экологических ниш в биоценозе или более крупной экосистеме, как способом преодоления тяжести естественного отбора, с разделением труда между этносами или их членами, сосуществующими на одной территории. Такое сосуществование земледельческих и скотоводческих сообществ мы продемонстрировали выше на примере Армении (см. раздел 6.1).

Сходное разделение труда может быть и внутри одного сообщества, государства или города. Известно, например, что подавляющая часть торговли золотом в США осуществляется этническими евреями, тогда как на продовольственных рынках в Москве и некоторых других крупных городах России господствуют выходцы из Азербайджана. Поразительный пример уникально длительного существования локальных сообществ в своеобразных природных нишах являют некоторые общины горных районов Дагестана и Чечни. В условиях относительной недоступности и изоляции от серьёзных воздействий сильных соседей они в значительной мере сохранили стиль родоплеменных отношений, характер поселений и даже архитектурные особенности построек от своих хурритозычных родственников, живших 4,5 тысячи лет назад.

По мнению В.А. Красилова, подобно тому, как в устойчивой экосистеме естественный отбор как фактор эволюции постепенно уступает место усложнению сети экологических ниш (в идеале каждая из них оказывается занятой одним видом, и его плодовитость перестаёт быть решающим условием сохранности вида), усложнение (совершенствование) социальной структуры снижает конкуренцию между её членами, и в идеале все они могут стать востребованными обществом и соответственно удовлетворить свои потребности.

Другим примером подобного системного сходства может служить первоочередное исчезновение наиболее адаптированных (совершенных в данных условиях) форм при изменении внешних факторов системы. В биологическом мире это проявилось в эпохи массового вымирания и смены видового состава растений и животных при существенных изменениях параметров экосистемы, например, на границе мезозоя и кайнозоя. Характерно, что вымерли именно наиболее приспособленные к прежним условиям динозавры, тогда как млекопитающие, менее адаптированные и занимавшие прежде второстепенные экологические ниши, стали «царями природы». Аналогичным образом вышли на первый план цветковые растения. В.А. Красилов [1997] отмечает интересную особенность таких переходных эпох: некоторые виды обретали способность к воспроизведению, не доживая до биологической зрелости, т.е. взрослого состояния.

Аналогии очевидны в эпохи революционных изменений социальных систем. Жертвами таких изменений оказываются члены общества, наиболее совершенные по прежним меркам, т.е. законопослушные, работающие, высокообразованные и потому материально обеспеченные (вспомним направленность ленинско-сталинских репрессий после Октябрьской революции в России). С другой стороны, наиболее комфортно себя начинают чувствовать и достигают успехов в переходных условиях индивидуумы социально незрелые и небогатые духовными ценностями. Позднее, по мере стабилизации общественной системы (пе-

рехода на термодинамическую ветвь), происходит «переоценка» социальных ориентиров, частичный возврат к прежним ценностям и заполнение социальных ниш новыми обитателями.

Второй аспект состоит в том, что, значительно развив возможности сознания и самосознания, человек остался биологическим существом, что определило и эмоциональные проявления, и характер морфологической эволюции (например, развитие руки для выполнения разнообразных хозяйственных функций), и многое другое в потребностях, формах их удовлетворения и соответственно поведении. Любопытно в связи с этим наблюдение В.П. Эфроимсона [1997] о снижении содержания сахара в крови как факторе, повышающем агрессивность поведения. Так можно объяснить голодные бунты, в определённых условиях приводящие к серьёзным политическим катаклизмам (Февральская революция 1917 г. в России).

Сложнее обстоит дело с происхождением и развитием этических и эстетических норм. В.А. Красилов [1997] и В.П. Эфроимсон [1997] считают их в значительной мере генетически предопределёнными. В.А. Красилов проводит убедительные параллели между законами поведения стаи высших животных (волков, обезьян и др.) и этическими нормами. Отмечаются, например, запрет на убийство особи своего вида и бережное отношение к детёнышам, не только своим, но и чужим. Л.Н. Гумилёв [1990б] считает альтруизм важнейшим показателем пассионарности, определяющей прогресс этноса. По мнению В.П. Эфроимсона, альтруизм восходит к этике стаи и, как поощряемая норма поведения, развивался в ходе генетически закрепляемого группового отбора, эквивалентного естественному отбору биологических систем.

Проявление эстетических чувств связывается с половым отбором. Такова может быть, по В.А. Красилову, природа появления ярких окрасок, тяжёлых ветвистых рогов и других атрибутов самца, бесполезных и даже вредных для личного существования, т.е., казалось бы, неблагоприятных для естественного отбора. Групповой отбор в условиях конкуренции сообществ поощрял, по В.П. Эфроимсону, развитие эстетических чувств (вдохновляющий пример гимнов и сказаний, наглядная агитация наскальными рисунками и т.п.).

Изложенные представления о биологических аналогиях и генетической предопределённости этики и эстетики не являются общепризнанными. Дело в том, что жизнь первобытных обществ родовыми и позднее племенными общинами привела к делению на своих и чужих [Энгельс, 1937]. Законы стаи, оберегавшие всех особей данного вида, оказались подавленными ростом личной и групповой индивидуальности. Этические нормы стали распространяться лишь на членов своего сообщества, тогда как чужих можно и даже должно обездолить, подавить, убить и, наконец, съесть, как это делалось, например, некоторыми индейскими племенами Центральной и Южной Америки [Любищев, 1997].

По мере расслоения общества разделение труда переросло в эксплуатацию, при которой некоторые его члены могли удовлетворить свои потребности за счёт других без эквивалентной по умственным и физическим затратам отдачи. Поощрение альтруизма переросло в таких условиях в способ укрепления сложившейся системы общественных отношений, чему в значительной мере подчинялось и развитие эстетических вкусов. В этих условиях возрождение этики происходит на основе не столько генетической памяти, сколько социальных отношений сначала как формы табуирования, а затем как воли богов или единого бога. Так возрождается заповедь «не убий», запреты близкородственных сексуальных связей и другие нормы добродетельной и милосердной жизни. Позднее их стал обосновывать принцип разумного эгоизма. Осмелимся заявить, что

мотив соблюдения и совершенствования этических норм тем или иным индивидуумом или коллективом, будь то генетически врождённое свойство, божественные заповеди или разумный эгоизм, представляется нам мало существенным, если он обеспечивает существование и упорчение системы, объединяющей человечество.

Восстановление человечеством этических норм «со скрипом» преодолевало классовые, этнические и государственные барьеры, снова возводя их на тех или иных поворотах истории. Вспомним, что даже Христу потребовалось определённое внутреннее усилие, чтобы оказать помощь «чужой» самаритянке. До сих пор народы по-разному оценивают таких исторических «героев», как Чингисхан, Наполеон или Ленин. До глобального применения норм морали, признаваемых большинством общечеловеческими (общевидовыми), пока далеко.

Эстетические оценки, конечно, различались в разных человеческих сообществах и эволюционировали с их изменениями. В новейшей истории наметились две тенденции, кажущиеся на первый взгляд противоположными. С одной стороны, как справедливо отмечает В.А. Красилов [1997], происходит индивидуализация культуры, отход от универсальных стандартов прекрасного, сопровождающие усложнение структуры социальных ниш. С другой стороны, укрепляется признание равноправности многообразных этнических и национальных эстетических проявлений в рамках достаточно широкого поля критериев, становящегося всё более универсальным по мере совершенствования средств информации и глобальной унификации этических норм. К сожалению, бурно развивается с ростом средств информации третья тенденция, исключая обе предыдущие, – разрушающая человечество поп-культура. Но, Бог даст, она не сумеет восторжествовать.

Что же касается универсальных эстетических критериев, то они представляются нам реальностью и не продуктом группового отбора, как полагал В.П. Эфроимсон, а проявлением сущности человека как продукта эволюции Земли. Прекрасно то, что гармонично, соразмерно и при этом обычно функционально, а критерии такой соразмерности заложены в природе человека (вспомним «золотое сечение» и законы музыкальной гармонии, проявляющиеся и в природе, и в творениях человека и одинаково признаваемые совершенными).

Если отказаться от антропоцентризма, то отпадут основания для верхней границы обсуждаемого ряда открытых систем, и мы можем допустить существование системы или иерархического ряда систем более сложных, чем человеческие сообщества, которые в зависимости от религиозно-философских позиций можно называть Богом, Мировым Порядком, Абсолютным Разумом и т.д.

Если признать, что материальная Вселенная *в целом*, замкнутая по определению, обладает теми же свойствами, что и ограниченные замкнутые системы (и только при таком допущении!), то, исходя из законов их развития, наращивание духовного начала в более или менее сложных открытых системах сопровождается ростом энтропии во Вселенной в целом от “Великого толчка” (максимум порядка) к “тепловой смерти” (максимум энтропии). Но поскольку мы не можем представить состояния до “Великого толчка” и после “тепловой смерти”, то вынуждены допустить наличие субстанции, изменяющей качество Мира в антиэнтропийном направлении, т.е. продолжить ряд нарастания духовного начала за пределы мыслимого материального мира. Можно допустить также однородность духовного начала в системах разной сложности и принципиальную возможность обмена информацией между ними. Заметим, что информация, в отличие от проявлений любой материальной субстанции, не подчиняется законам сохранения.

Из изложенного вытекает несколько следствий:

1. Цель существования человека и человечества – самоорганизация, т.е. самосовершенствование. Её наиболее сжато и ёмко сформулировал Христос в Нагорной проповеди: «Будьте совершенны, как совершен Отец Ваш Небесный» [Матф. 5: 48], т.е. совершенствуйтесь в направлении более высокоорганизованной системы. Предложен путь реализации этой цели: не слепая вера, а разумный выбор и следование предложенным высоким этическим нормам, пока не достигнутым человечеством.

Исторически сложились два пути решения этой задачи – «западный» и «восточный». «Западный» путь, характерный для духовного развития Западной Азии и Европы, восходит (по известным письменным источникам) к Древнему Шумеру и прослеживается в Кодексе Хаммурапи, Законах Моисея, христианстве, исламе, западной просветительской философии и идеях коммунизма. Его смысл – совершенствование общественных отношений. Банкротство этого пути, обусловленное тем, что люди как индивидуумы не могли соответствовать высоким требованиям общественных учений, наглядно продемонстрировали события XX в.

«Восточный» путь, оформившийся в Индии и распространившийся также по другим странам Востока, не уделял внимания общественным отношениям и сконцентрировался на учениях о способах развития и совершенствования личности, способной плодотворно существовать при любых общественных отношениях. Этот путь тоже не дал желанных результатов, поскольку породил ограниченное количество таких личностей на убогом общем фоне. Очевидно, необходимо соединение и гармоничное сочетание обоих путей, о чем и говорил Христос. Это повторено в так называемом «Письме махатмов», переданном в 1931 г. Н.К. Рерихом Советскому правительству. К сожалению, в нашей «западной» идеологии до сих пор отсутствует даже терминология, определяющая свойства личности и их совершенствование.

Итогом совершенствования человека (эгосистемы) и общества (социальной системы) должно стать разрушение этих систем в существующей форме, иногда принимаемое за «конец света». На смену им должна прийти более совершенная система – «Царство Небесное». Христос указал трудности перехода, отдав предпочтение «нищим духом» и детям над «книжниками и фарисеями» как менее адаптированным к существующей системе. То, что мы не вполне представляем, какая система придёт на смену существующей, не освобождает нас от кропотливой работы по её приближению. Напротив, такая работа позволит контролировать сам переход и сделает его менее драматическим для человечества.

2. Совершенствование человеческих систем осуществляется за счёт разрушения систем более примитивных, и это неустранимо. Тем не менее, без нужды мы не должны разрушать более примитивные системы, которые, пусть в меньшей мере, но являются носителями духовного начала. Это должно стать правилом взаимоотношения человека и природы.

3. Не обладая столь развитой способностью к самоорганизации, более примитивные системы «косной» природы и, в частности, геодинамически предопределённые, не могут оказать решающего воздействия на более сложные социальные системы, если по своему масштабу и энергии их воздействие не является сверхкатастрофическим (вроде столкновения Земли с небесным телом большой массы). Но, как мы старались показать в книге, геодинамические воздействия, имевшие место до сих пор и реально ожидаемые в будущем, способны деформировать развитие человеческих сообществ, и такие воздействия необходимо учитывать при технологических решениях, хозяйственном, экономическом, социальном планировании и геополитических оценках.

8.2. ПРОБЛЕМЫ УСТОЙЧИВОГО РАЗВИТИЯ

8.2.1. Биосфера и устойчивое развитие

В истории человечества не было недостатка в обличении его пороков и предсказаниях неизбежной гибели. Сейчас это переходит из сферы апокалиптических ожиданий в сферу научного рассмотрения. Источником гибели человечества могут стать изменения экологических условий его существования в окружающей среде, которые сделают невозможными не только хозяйственную деятельность и соответственно благополучие общества, но и само существование.

Под окружающей средой понимаются живые и неживые объекты, которые окружают человечество, воздействуют на него и испытывают воздействие с его стороны. Таким образом, это биосфера в понимании В.И. Вернадского, т.е. биота и ее абиотическое окружение, а также проявления внешних воздействий на нее, прежде всего климатических и геодинамических. Подчеркивая роль биосферного окружения, В.И. Вернадский [1944] писал:

«...Человек практически забывает, что он сам и всё человечество, от которого он не может быть отделён, неразрывно связаны с биосферой – с определённой частью планеты, на которой они живут. Они геологически закономерно связаны с её материально-энергетической структурой... До сих пор историки, вообще учёные гуманитарных наук, а в известной мере и биологи, сознательно не считаются с законами природы биосферы – той земной оболочкой, где может только существовать жизнь. Стихийно человек от неё неотделим».

Биологические сообщества и их окружение функционируют совместно, образуя экосистемы. Используя в конечном счёте солнечную энергию, эти сообщества организуют процессы преобразования окружающей среды: при возникновении внешних возмущений среды баланс потребления видов сообщества сдвигается в направлении, компенсирующем возмущение, и возвращают среду в приемлемое для сообщества состояние. Совокупность всех сообществ поддерживает пригодную для жизни окружающую среду в глобальном масштабе. Этот механизм назван биотической регуляцией окружающей среды [Горшков, 1995]. Теория такой регуляции восходит к идеям Н.В. Тимофеева-Ресовского, который отмечал, что «нормально работающая биосфера... поддерживает в равновесном состоянии газовый режим атмосферы и растворы природных вод» [Тимофеев-Ресовский и др., 1969], и перекликается с представлениями Дж. Ловеллока о способности жизни поддерживать на оптимальном уровне температуру и химический состав окружающей среды [Lovelok, 1982].

Вся деятельность человека после его перехода к производящей экономике была возмущением для биосферы, поскольку состояла в замене естественных экосистем антропогенными. По мере численного роста населения и усиления его хозяйственной деятельности степень возмущения нарастала, и сейчас лишь 36,2% территории мировой суши (без покрытых льдами и скальных участков) представляют ненарушенные экосистемы [Лосев, Ананичева, 2000]. До поры до времени биосфера справлялась с нарушениями с помощью указанного механизма. Но с начала XX в., по мнению В.Г. Горшкова [1995], степень воздействия человека на биосферу превысила её хозяйственную ёмкость (ресурс), т.е. способность восстанавливать состояние окружающей среды.

Скорость эволюции биосферы на несколько порядков уступает скорости возникновения и внедрения новых технологий и не способна угнаться за ними. Результатом экономического роста стало перманентно возмущённое состояние биосферы – экологический кризис, проявления которого видят в сокращении биоразнообразия, обезлесении, опустынивании, росте содержания CO_2 в атмо-

сфере и т.п. Дальнейший экспоненциальный рост экономики и населения, наметившийся в XX в., может привести к потере устойчивости биосферной системы, её перерождению и переходу к новой устойчивости с границами, неприемлемыми для человеческого существования [Данилов-Данильян, Лосев, 2000].

Теория биотической регуляции окружающей среды является на сегодняшний день наиболее научно обоснованным базисом для оценки взаимоотношений человечества с биосферой. Человечество нарушает биосферу и возмущает связи, существующие в этой системе, используя ресурсы биосферы, сокращая площади распространения естественных экосистем и деформируя их, сбрасывая в окружающую среду продукты жизнедеятельности.

Важнейшим индикатором степени возмущения В.Г. Горшков [1995] считает непропорционально возросший процент потребления человеком чистой продукции и соответственно энергии биоты, показателем чего может служить биомасса человека, культурных растений и домашних животных. Она достигает сейчас 20% биомассы естественных видов, тогда как к началу XX в. составляла лишь 1–2%. Соответственно тогда человечество потребляло около 1% чистой продукции биоты (В.Г. Горшков считает это допустимым порогом её возмущения), а сейчас – 10%. По нормальному распределению на человека и другие организмы его размера должно приходиться около 1% потока энергии в биосфере, а на микроорганизмы (<1 мм) – >90%, тогда как сейчас человечество потребляет >7% [Данилов-Данильян, Лосев, 2000].

Приведённые цифры, показывая степень возмущения естественной биоты, т.е. глубину глобального экологического кризиса, вместе с тем не могут служить индикаторами преодоления пороговых значений, после которых биосферная система, став неустойчивой, начинает испытывать преобразования, опасные для существования человечества. К тому же представляется, что при определении механизма биотической регуляции среды и степени его нарушения В.Г. Горшков недооценил участие в регуляции антропогенных биоценозов. Хорошо управляемая сельскохозяйственная территория лишь на 17–20% снижает биопродуктивность по сравнению с естественной экосистемой [Лосев, 2001] и частично способна выполнять её регулирующую функцию. Иначе говоря, значение приведённых оценок для определения близости современного экологического кризиса к порогу, угрожающему существованию человечества, нуждается в дальнейшем изучении и уточнении. Тем не менее эти цифры не могут нестораживать.

Экологический кризис, грозящий перейти в катастрофу, заставил наиболее дальновидных учёных, политиков и общественных деятелей предложить новую концепцию человеческого существования, получившую в России название устойчивого развития. Это неточный перевод англоязычного термина «sustainable development» (SD) – «непрерывно поддерживаемое развитие». Термин был введён в широкое обращение докладом Комиссии Брундтланд [Наше общее будущее, 1989] и канонизирован в 1992 г. в Рио-де-Жанейро на Конференции ООН по окружающей среде и развитию.

«Sustainable development – это развитие, которое удовлетворяет потребности настоящего времени, но не ставит под угрозу способность будущих поколений удовлетворять собственные потребности... Sustainable development ни в коем случае не может ставить под угрозу природные системы, от которых зависит жизнь на Земле: атмосферу, водные ресурсы, почву и живые организмы» [Наше общее будущее, 1989].

В дальнейшем изложении мы будем пользоваться закрепившимся в русскоязычной литературе термином «устойчивое развитие», имея в виду именно такое его понимание.

Вся предыдущая история цивилизованного человечества представляла собой неравномерный, временами сменявшийся спадом, но в целом поступательный экономический рост, опиравшийся на научно-технический прогресс и сопровождавшийся ростом населения. С экономическим ростом связывалось решение социальных проблем. С XIX в. эти процессы происходили нарастающими темпами, так что сейчас их система достигла пределов допустимого роста, а, возможно, превзошла его. И главная угроза системе состоит не столько в исчерпании природных ресурсов, сколько в нарушении биотической регуляции окружающей среды.

Концепция устойчивого развития предлагает альтернативное решение проблем человечества – переход от экономического роста, т.е. количественного увеличения объёмов производства и потребления, к сбалансированному развитию, при котором качество жизни улучшается без роста производства и увеличения давления на природу (путем потребления её ресурсов и сброса отходов) с постепенным уменьшением такого давления в дальнейшем до допустимых пределов. Для реализации этой концепции научно-технические усилия должны быть направлены на создание ресурсосберегающих и безотходных технологий. На смену разомкнутому производственному циклу, изымающему из природы сырьё и возвращающему отходы, должен прийти замкнутый цикл, включающий в воспроизводящий процесс элементы взаимодействия хозяйственной деятельности и биосферы, причём для допустимых величин такого взаимодействия должны быть установлены жёсткие нормативы. Прогресс от этого станет гораздо менее рентабельным, ограниченным, что отразится и на социальных ожиданиях [Данилов-Данильян, Лосев, 2000]. Поэтому одновременно с технологическими преобразованиями должна быть усилена социальная защищённость населения. Поскольку экологический кризис – планетарное явление, такой переход должен осуществляться в глобальном масштабе.

Однако современные усилия и предложения разных стран по преодолению глобального экологического кризиса пока далеки от изложенного идеала. И основное препятствие – огромный разрыв, существующий в уровне экономики и качестве жизни населения между развитыми и так называемыми развивающимися странами. В меньшей мере этот разрыв определяет подход к проблеме стран, занимающих промежуточное положение, к числу которых принадлежит Россия.

Развитые страны, где сейчас живут 1,2 млрд человек (их нередко называют «золотым миллиардом»), обеспечивают 80% процентов мирового экспорта промышленной продукции, тогда как развивающиеся страны с примерно 3-миллиардным населением – лишь 12–13%. Ежегодная душевая доля валового национального продукта превышает в США 20 000 долларов, а три богатейших американца владеют состоянием, превышающим валовой национальный продукт наименее развитых стран с 600-миллионным населением. В пяти крупнейших по населению странах – Китае, Индии, Индонезии, Пакистане и Бангладеш, где живет более 2,3 млрд человек, национальный продукт на душу населения меньше 610 долларов, а в Бангладеш он составляет лишь 210 долларов [Данилов-Данильян, Лосев, 2000]. Количество людей в мире, живущих на 1 доллар в день и меньше, достигает 1,5 млрд [Кондратьев, Романюк, 1996; Лосев, 2001].

Экономический рост разных стран на 3%, предложенный как допустимый максимум Комиссией Брундтланд [Наше общее будущее, 1989], означал бы рост душевой доли валового национального продукта в США на 633 доллара, а в Китае – лишь на 10,6, в Индии – на 10,5 и в Бангладеш – на 5,4 доллара [Данилов-Данильян, Лосев, 2000]. Очевидно при таком распределении, что, во-первых,

развитые страны при «равных возможностях» будут продолжать обогащаться, а бедные беднеть и, во-вторых, первые могут позволить себе те или иные усилия в направлении устойчивого развития, на которые нет средств у вторых.

Вместе с тем развитые страны потребляют не менее 50% (США – 24%) мировой энергии и до 80 % (США – 30%) мировых ресурсов сырья. Соответственно они дают 2/3 мировых отходов, в частности, в 1994 г. дали >50% выбросов CO₂ в атмосферу (США – 24,3%). Один житель развитой страны потребляет в среднем столько ресурсов, сколько 20 жителей развивающихся стран, и наносит окружающей среде в 7 раз больший ущерб [Данилов-Данильян, Лосев, 2000]. Наиболее крупные развитые страны разрушили бóльшую часть собственных экосистем, существенно уменьшили или исчерпали свои природные ресурсы. Потребляя ресурсы развивающихся стран, переводя туда ресурсоемкие и вредные производства, сбывая отходы, развитые страны наносят ущерб экосистемам развивающихся стран, и без того нередко подорванным длительным развитием производящей экономики (как в странах Юго-Восточной Азии).

При всех указанных различиях развитых и развивающихся стран их современные подходы к устойчивому развитию сходны тем, что предусматривают экономический рост [Данилов-Данильян, Лосев, 2000]. Развитые страны первыми заговорили об устойчивом развитии, и это понятно из предыдущего рассмотрения. Предложенная США «Стратегия устойчивого развития», в значительной мере совпадающая с предложениями других развитых стран, связывает его с богатством страны, её мощью и техническими возможностями. Делается упор на экономический прогресс, обеспечивающий увеличение занятости, зарплаты, капитала и удовлетворения социальных нужд при стабилизации численности населения (т.е., прежде всего, ограничения иммиграции). За счёт такого прогресса, опирающегося не только на совершенствование технологий и квалификации работников, но и на продолжение количественного роста, предполагается решать экологические проблемы – сохранять и восстанавливать природные ресурсы и бороться с загрязнением окружающей среды. Более чётко, с экономической подоплекой, последняя проблема уже решается в ряде развитых стран, например, Германии и Японии. Там избыточные загрязнения, сброс отходов и другие нарушения окружающей среды должны оплачиваться за счёт доходов от хозяйственной деятельности, снижая её рентабельность.

Таким образом, предложенная США и другими развитыми странами стратегия устойчивого развития основана на продолжении экономического роста с одновременным снижением давления на окружающую среду путём совершенствования технологий и некоторым снижением рентабельности за счёт отчислений на борьбу с загрязнением среды. При этом стратегия, предложенная США, подразумевает, что остальной мир будет охранять окружающую среду под руководством США, обеспечивая их процветание и социальную справедливость, однако не оговаривается, к каким экономическим и социальным последствиям в других странах такое дополнительное бремя может привести.

В подходе к проблеме устойчивого развития развивающихся стран различаются два аспекта. С одной стороны, развивающиеся страны рассматривают такое развитие как решение прежде всего социальных проблем, особенно преодоление бедности, и предполагают строить его на экономическом росте с возможным использованием научно-технических достижений и учётом охраны окружающей среды. Иначе говоря, развивающиеся страны предполагают повторить опыт развитых стран, но с форсированием экономического роста, т.е. ещё большим давлением на биосферу. В этом смысле показательна «Китайская повест-

ка дня на XXI век – Белая книга о населении, окружающей среде и развитии Китая в XXI веке».

Вместе с тем руководители и общественные деятели особенно многолюдных развивающихся стран осознают, что решение их социальных проблем невозможно без стабилизации и даже сокращения численности населения. Практические шаги в этом направлении предприняты в Китае и Индонезии, тогда как в Индии они не увенчались успехом, а во многих других странах, особенно мусульманских, даже не предпринимались. Между тем продолжающийся быстрый рост численности населения сводит на нет все попытки улучшить экономическую ситуацию и социальные условия. Из-за такого роста 42% населения стран третьего мира сейчас моложе 15 лет. Именно молодежь, оказавшаяся не у дел, служит главным источником социальной напряжённости и благодатной средой для экстремистских выступлений, а, эмигрируя в развитые страны, создаёт и там демографические проблемы.

С другой стороны, при всех проявлениях «глобализации» современной жизни, особенно экономической, в мире сохраняются существенные культурные различия. Начавшаяся в XVI в. мировая экспансия западно-европейской цивилизации, переросшей позднее в североамериканско-европейскую цивилизацию, привела к почти глобальному распространению экономических отношений свободного рынка, информации и некоторых культурных стандартов. Это позволило ряду исследователей говорить о глобальной цивилизации. Представляется, однако, более правильным различать, наряду с господствующей западной (североамериканско-европейской) цивилизацией, цивилизации исламскую, индийскую, китайско-японскую (несмотря на значительные экономические и политические различия между Китаем и Японией), евразийскую с центром в России и, с некоторыми оговорками, латиноамериканскую [Сравнительное изучение..., 1999]. Различия между ними – в традициях, идеологии, религии и, в конечном счёте, менталитете и образе жизни, имеют большее значение, чем кажется на первый взгляд, в частности, в определении подхода к устойчивому развитию. С позиций представителя господствующей цивилизации образ жизни среднего представителя остального мира кажется аскетичным (не только из-за вынужденной бедности), а подходы к решению проблем, в том числе и экологических – порой нерациональными. Вместе с тем очевидно, что представители иных цивилизаций, при несравненно худшей социальной защищённости, легче переносят последствия экологического кризиса и даже экологической катастрофы, чем жители «западного мира» с их искусственно суженными рамками и высокими стандартами жизни, которые они при необходимости едва ли смогут быстро изменить.

Многие в развивающихся странах рассматривают современное перекачивание ресурсов в развитые страны, его социальные и экологические последствия как неоплаченный долг и требуют восстановления справедливости и возмещения ущерба. Как минимум, это выражается в претензиях к ценовой политике: требованиях поднять цены на ресурсы и уменьшить цену продуктов их переработки. Однако наиболее радикально настроенные жители «третьего мира», особенно исламского, прибегают к вооружённому противостоянию и его крайнему выражению – терроризму.

Здесь необходимы два замечания. Во-первых, терроризм включает в себя не только такие вызывающие события, как разрушение Всемирного торгового центра в Нью-Йорке или аналогичные взрывы в Москве, но и менее заметное распространение наркотиков (обеспечивающее большую часть бюджета такой, например, страны, как Афганистан), а иногда облекается в форму привлека-

тельного на первый взгляд национально-освободительного движения (Косово или Чечня). Во-вторых, терроризм сформировался как многофакторное явление, в котором повинны и влияние великих держав, решавших таким путём взаимные противоречия, и личные амбиции и экономические интересы вождей терроризма, и особенности менталитета цивилизаций и их подобностей, и, вместе с тем, такие реалии современности, как неприятие политики развитых стран и особенно США и обездоленность значительной части молодежи в развивающихся странах.

Таким образом, современное человечество не готово принять переход к устойчивому развитию в том объёме, который необходим для обеспечения безопасного будущего. Переход к устойчивому развитию в глобальном масштабе (а только он способен обеспечить решение проблемы) потребует значительных преобразований и взаимных уступок во всех странах и сообществах.

Западная цивилизация должна не только сама отказаться от экономического роста и уменьшить давление на окружающую среду путём совершенствования технологий производства и внутреннего перераспределения его продуктов, но и безвозмездно передать подобные технологии развивающимся странам вместе с бесплатным обучением пользователей, помощью в образовании, медицинском обслуживании и решении демографических проблем. Такая помощь должна сопровождаться ростом цен на импортируемые природные ресурсы и экспортируемые отходы жизнедеятельности – в их стоимость должны быть включены и расходы на реабилитацию деформируемой окружающей среды. Это неминуемо приведёт к снижению рентабельности экономики и, как следствие, падению уровня жизни в развитых странах, на которое они должны пойти во избежание худшего. Такой шаг потребует существенного изменения менталитета общества, воспитанного на принципах свободного рынка.

В свою очередь, развивающиеся страны должны отказаться от расчётов на экономический рост за счёт увеличения количества и удорожания поставляемых ресурсов и захороняемых отходов, поскольку новые технологии призваны обеспечить сокращение потребляемых ресурсов и отходов. Развивающимся странам необходимо решить демографическую проблему путём прекращения роста, а затем и значительного сокращения численности населения, а это во многих случаях потребует не только образования, но и изменения менталитета, т.е. основы цивилизации, опирающейся на традиции, идеологию и религию.

Иначе говоря, переход к устойчивому развитию потребует столь глубокого и повсеместного изменения экономических, социальных и культурных основ жизни, которое и будет означать переход человечества на более высокий уровень системной организации, рассмотренный в разделе 8.1.

8.2.2. Геодинамика и устойчивое развитие

В приведённых выше оценках и соображениях о кризисном состоянии взаимодействия человека и окружающей среды биосфера помимо воздействия человека рассматривалась как нечто стационарное, не подвергающееся сравнительно быстрым (в историческом масштабе времени) естественным изменениям. Однако, как показано в предыдущих главах книги, биосфера испытывает значительные геодинамические и климатические воздействия. Достаточно сказать, что переход от последнего оледенения к голоценовому потеплению привёл к гибели ряда видов и существенной деформации некоторых биоценозов. Не обсуждая проблему во всей её полноте, ограничимся рассмотрением двух аспектов, имеющих, на наш взгляд, непосредственное отношение к устойчивому развитию.

Первый аспект касается воздействия на устойчивое развитие геодинамических событий. Крупные геодинамические катастрофы – землетрясения, извержения вулканов, полностью или частично тектонически обусловленные усиление эрозии и осадконакопления, деформации поверхности, обвально-оползневые явления, изменения береговых линий и уровня грунтовых вод, заболачивание территории и т.д., вызывают локальные возмущения и гибель биологических сообществ. Результат может многократно усиливаться взаимодействием геодинамических процессов и их экзогенными эффектами. Это не может не сказываться на хозяйственной деятельности и её социальных последствиях. Но ещё большее значение имеет прямое воздействие катастроф на жизнь, физическое и психическое здоровье людей и антропогенные объекты жизнеобеспечения.

Наносимый ущерб, существенный сам по себе, требует ресурсов для ликвидации последствий и в большей или меньшей степени нейтрализует усилия по обеспечению устойчивого развития. Поэтому в программах такого развития важное место должны занимать научные разработки и основанные на них практические меры по оценке как отдельных видов геодинамических опасностей (сейсмической, вулканической, оползневой и т.д.), так и их возможного интегрального эффекта, конкретного риска таких катастроф, их текущего прогноза и минимизации последствий. Основное место среди таких усилий должны занять превентивные меры, основанные на разумном землепользовании, качественном строительстве и совершенствовании систем жизнеобеспечения.

Вместе с тем следует обратить большее внимание на возможность разумного использования положительных для человека проявлений современной геодинамики. Здесь открывается широкое и почти не тронутое поле деятельности. Оно может охватывать: более эффективное использование воздействий тектонических движений, особенно в зонах разломов, на дебит и состав подземных вод; использование геотермальной энергии; изучение и воспроизведение в искусственных условиях процессов биогенного (с участием микроорганизмов) современного рудообразования; учёт влияния геодинамических процессов на дебит нефтегазовых скважин; изучение мутагенного воздействия тектонически активных зон и его использование в медицине, сельском хозяйстве и повышении биоразнообразия.

Второй аспект – учёт разночастотных вариаций геодинамических и климатических процессов в обеспечении устойчивого развития. Как было показано в разделе 7.4, эти вариации имеют разную периодичность от нескольких лет до миллионов лет. Для рассматриваемой проблемы наибольшее значение имеют сравнительно высокочастотные вариации с периодами колебаний, во-первых, годы – первые десятки лет и, во-вторых, сотни – первые тысячи лет. Выполненные региональные исследования (см. разделы 7.1 и 7.4) показали, что на первом масштабном уровне климатические колебания и вариации тектонической активности, выраженные изменениями геодинамических параметров и, как следствие, пространственным перераспределением сейсмичности, синхронны, что может быть обусловлено регулирующей ролью изменений параметров вращения Земли и солнечной активности.

На втором масштабном уровне выявляются разнообразные и неодновременные в разных областях колебания климата и интенсивности проявлений эндогенной активности (землетрясений, извержений вулканов, тектонических движений), на фоне которых выявляются общие для разных областей эпохи синхронного ухудшения климата (похолодания и иссушения) и усиления эндогенной активности (прежде всего, силы и частоты землетрясений). Такие эпохи повторялись через 1200–1800 лет, и эта периодичность, вероятно, также обусло-

влена регулирующим воздействием орбитально-астрономических факторов. Начавшееся в XIX в. современное потепление и рост содержания CO₂ в атмосфере отчасти связаны с окончанием последней эпохи похолодания – Малого скандинавского оледенения (см. гл. 1). Определить, какая доля современного потепления обусловлена этим природным процессом, а какая является антропогенной, пока невозможно [Кондратьев, Романюк, 1996].

Указанные колебания климата и тектонической активности приводят к вариациям урожайности сельскохозяйственных культур, аварийности инженерных сооружений, распространения тех или иных болезней. Результатом неучёта таких вариаций может стать нехватка или перепроизводство агропродуктов, неподготовленность к чрезвычайным ситуациям, связанным с экстремальными природными событиями, эпидемиями, болезнями домашних животных или растений. Во всех случаях помимо прямого ущерба населению это сопряжено с ростом социальной напряжённости и повышением расхода природных ресурсов, уводящими нас от решения задач устойчивого развития. Поэтому такие вариации и их причины требуют углубленного изучения, должны прогнозироваться и учитываться для обеспечения устойчивого развития общества. Синхронность климатических и тектонических, в частности сейсмических, изменений открывает новые возможности для их мониторинга и прогноза.

8.3. ОСОБЕННОСТИ РОССИИ

Описанные проявления геодинамических воздействий на развитие общества исследовались нами на примере центральной части Альпийско-Гималайского горного пояса и её обрамлений – региона, который мы, следуя античной традиции, назвали Восточной Ойкуменой. Исследование не казалось нам законченным без рассмотрения того, насколько приложимы выявленные закономерности к территории России и, в частности, Восточно-Европейской платформы, где находится изначальный центр Российского государства и сосредоточено большинство его населения. Касаясь этого, мы не ставим задачи подробно исследовать проблему, предполагая посвятить ей в дальнейшем специальную работу. Здесь намечаются лишь пути и основные вехи её решения. Среди многочисленных аспектов проблемы ниже рассматриваются три: (1) этапы происхождения славян и русской государственности в контексте описанных в разделе 7.3 тектоно-климатических ритмов среднего и позднего голоцена; (2) особенности проявлений активной тектоники на Восточно-Европейской платформе; (3) геозкологические проблемы и перспективы устойчивого развития России.

8.3.1. Этапы происхождения славян и русской государственности в контексте тектоно-климатических ритмов среднего и позднего голоцена

Важнейшую задачу представляет сопоставление рассмотренной в разделе 7.3 синхронной ритмичности проявлений климатических, тектонических и социально-политических процессов в течение среднего и позднего голоцена с историей становления и развития славян, древнерусской и российской государственности.

Как уже отмечалось, вершиной развития энеолитической производящей экономики в Юго-Восточной Европе была кукутени-трипольская земледельческая культура, возникшая в конце V – начале IV тысячелетия до н.э. Опираясь

на анализ археологического материала и его сопоставление с более поздними культурами и этнографическими особенностями славянских народов, В.Н. Даниленко [1974] и Б.А. Рыбаков [2002] реконструировали у носителей этой культуры культово-идеологические черты, присущие позднейшим индоевропейским культурам бронзового века, допуская тем самым индоевропейскую принадлежность самой кукутени-трипольской культуры. Среди параллелей, выявленных Б.А. Рыбаковым при сравнении мелкой пластики и рисунков на трипольской керамике с текстом «Ригведы», особенно впечатляющими выглядят трехъярусная картина Мира (верхнее небо как источник атмосферных осадков; нижнее небо с Солнцем и светилами; земная поверхность, населённая людьми, животными и растениями); аналогии прародительницы Мира Адити с единым женским божеством развитого Триполья; наличие трипольского прототипа Пуруши. Вместе с тем Б.А. Рыбаков показывает присутствие трипольских образов в народном искусстве восточных славян вплоть до новейшего времени. Если к этому прибавить цитируемый Б.А. Рыбаковым вывод Б.В. Гарнунга, что языковые предки протославян на том этапе своего языкового развития могли находиться только среди носителей трипольской культуры её среднего этапа, то их важная роль в становлении славянского этноса становится весьма вероятной.

Со второй половины IV тысячелетия и особенно в первой половине III тысячелетия до н.э. население кукутени-трипольской культуры, находившейся в стадии зрелого расцвета, вступает во взаимодействие с соседними племенами полукочевых скотоводов, представленных рядом мегалитических курганных стелных культур, распространявшихся от Центральной Европы до Поволжья и Южного Урала. Многие исследователи видят в носителях этих культур языковую общность, объединявшую предков ариев, греков и, возможно, армян. По-видимому, ещё предками создателей этой культурной общности и скорее всего в Северном Причерноморье не позднее конца V тысячелетия до н.э. была одомашнена лошадь (см. раздел 6.1.4). Затем, уже в рамках упомянутой культурной общности, возник культ коня. Кукутени-трипольское население оказало на степную общность культурно-идеологическое влияние, но и сама испытала их воздействие. Оно проявилось, в частности, на рубеже IV и III тысячелетий находками в горизонте Триполье В₁₂ (как и в одновозрастных ему балканских земледельческих культурах) конеголовых скипетров.

К середине III тысячелетия до н.э. кукутени-трипольская культура вырождается. Неясно, какую роль в этом сыграли степные культуры, но на уровне Триполья В₂–С₁ на её проявления наслаивается усатовская культура (XXV–XXIV вв.), также распавшаяся к концу III тысячелетия, причём часть её населения, по мнению некоторых исследователей, мигрировала на север, где участвовала в формировании среднеднепровской культуры.

Упадок и распад кукутени-трипольской культуры и одновременная деградация балканских земледельческих культур, представлявших, как и кукутени-трипольская, высшую форму ранних комплексных обществ, совпал с усилением миграции и активизацией степного населения Юго-Восточной Европы, расселившегося на обширных пространствах от Центральной Европы до Северного Казахстана. В рамках этих движений во второй половине III тысячелетия сформировалась ямная культура, которую считают предковой для индоиранских ариев. Тогда же или чуть раньше (XXVII–XXII вв.) на юге Центральной Европы появились культура шаровых амфор и, вероятно, производная от неё культура шнуровой керамики, области распространения которых отчасти совпадают с областью позднейшего расселения предполагаемых праславян. Для создателей этих и других подобных культур того времени были характерны ведущая

роль скотоводства с конными пастухами, колёсный транспорт, социальное расслоение с появлением вождей и воинов-всадников. Вместе с тем при высокой мобильности эти племена были полукочевыми, а не кочевыми: они сохраняли занятие земледелием, а в числе прочих домашних животных разводили свиней.

Распад древнеземледельческих обществ, построенных на принципах первобытного равенства, и распространение указанных культур отразили переход к бронзовому веку, коренные изменения в технологии и экономике производящего хозяйства и организации общества. Б.А. Рыбаков [2002] показал, что изменилась и его идеология: окончательно утвердился патриархат и зародилась геоцентрическая система с представлениями о потустороннем (загробном) мире. Все эти события пришлось на эпоху второго природно-социального кризиса, описанного в разделе 7.3. Он обозначил конец атлантики и характеризовался похолоданием и иссушением климата.

Конкретная интерпретация значения этого перелома для этногенеза славян зависит от принимаемой концепции их прародин. По мнению О.Н. Трубачёва, выделение протославянской культурно-языковой общности из индоевропейской семьи произошло в конце III – начале II тысячелетия до н.э. на Среднем Дунае. Ряд учёных расширяют этот ареал до Дунайско-Балканского региона в целом, включая в него Нижнее Подунавье и даже область к северу от Карпат. Распад древнеземледельческих культур Балкан и Северо-Западного Причерноморья, прежде всего Кукутени-Триполья, мог сыграть роль в таком обособлении и формировании земледельческого уклада протославянского населения.

Польские и отчасти чешские учёные разработали висло-одерскую концепцию прародин славян, выводя их из лужицкой культуры поздней бронзы – раннего железа. Эту концепцию поглощает одерско-днепровская концепция, согласно которой прародиной славян была обширная область от верховий Одера до Среднего Днепра и от Припяти на северо-востоке до Карпат и Судет на юго-западе. Если следовать этой концепции, то можно допустить, что частично мигрировавшее на север население распавшихся трипольской или усатовской культур участвовало в этногенезе протославян. Одним из промежуточных звеньев могла быть среднеднепровская культура, распространявшаяся в лесной зоне между речья Припяти и Десны. Другим истоком протославян в рамках этой концепции могли быть создатели культур шаровых амфор и шнуровой керамики. Помимо того, что ареалы славянского этногенеза, предлагаемые двумя указанными концепциями, частично совпадают, существуют и компромиссные версии. Так, согласно В. Хенселю, протославяне обособились на Дунае, но стали праславянами, сместившись на север от Карпат.

Независимо от того, какую область считать первичным местом обособления протославян в ходе событий, последовавших за природно-социальным кризисом середины III тысячелетия до н.э., самой ранней культурой, которую можно признать собственно праславянской, является тшинецкая культура XVII–XIII вв., которую Б.А. Рыбаков [2002] распространяет на юго-восток под названием тшинецко-комаровской культуры XV–XII вв. Она целиком укладывается в рамки одерско-днепровского ареала позднейшего расселения славян. Впитав традиции древних земледельцев и полукочевых скотоводов и развиваясь в эпоху между кризисами, эта культура характеризовалась невысокими темпами развития при сочетании оседлого скотоводства и земледелия. В обиходе преобладали кремневые изделия, а бронзы было немного, вероятно, из-за удалённости её источников.

Существенные изменения происходят в праславянском ареале в эпоху третьего природно-социального кризиса (см. раздел 7.3). В XIII в. до н.э., по данным

Б.А. Рыбакова [2002], темп развития резко ускоряется. Западная часть праславянского мира попадает в область лужицкой культуры поздней бронзы – раннего железа, которую некоторые исследователи считают родоначальной также для балтов и германцев. На юге она охватывает область расселения кельто-иллирийских племен, где бронзолитейное производство было хорошо налажено. В рамках этой культуры происходит переход к использованию железа. Он распространяется и на восточную часть праславянского ареала, где темп развития хотя и отставал, но также ускорился, и в XII–XI вв. здесь возникает белогрудовская культура, которой в IX–VIII вв. приходит на смену чернолесская. Следы железодельного производства обнаружены уже на белогрудовских поселениях, а на чернолесских оно становится обычным. Вторым важным новшеством явилось восстановление ведущей роли земледелия, причём оно сопровождалось введением плужного вспашки.

Б.А. Рыбаков подчеркивает значение этой эпохи в истории праславян следующим образом: «Застойный темп развития тшинецких племен сменился стремительным движением в чернолесское время. Это – второй скачок после эпохи шаровых амфор и шнуровой керамики. Тот, первый, скачок был обусловлен появлением бронзы и развитием пастушеского скотоводства, а этот – усилением земледелия (пашенного, плужного) и открытием нового металла – железа» [2002. С. 252]. В связи с переходом к железному веку изменилась и роль ландшафтных зон. В праславянском ареале не было своих месторождений меди и олова, и бронзу импортировали, причём в основном по степи. В месторождениях железосодержащих минералов, которые могли использоваться в ту пору, равно как и в древесном угле, необходимом для железодельного производства, в лесной и лесостепной зоне обитания праславян недостатка не было, и это обеспечило рывок в их развитии.

Вовлечение западной части праславян в лужицкую культуру, позднейшие усилия племён восточной части ареала по отражению киммерийского наступления в IX–VIII вв. и вовлечение их в VII–III вв. до н.э. в область скифского влияния положили начало разделению западных и восточных славян. Хотя эти ветви временами сближались, например, в III в. до н.э. – III в. н.э., даже тогда их особенности сохранялись в различиях западной, пшеворской, и восточной, заруби-нецкой, культур.

Второй природно-социальный кризис, описанный в разделе 7.3, ознаменовался, по данным Б.А. Рыбакова [2001], таким важным изменением в погребальном обряде и, в конечном счете, идеологии тшинецко-комаровского населения как переход от погребения скорченных трупов к трупосожжению и захоронению сожжённых остатков в урнах. Скорченные погребения в позе эмбриона означали, по Б.А. Рыбакову, подготовку покойного к повторному рождению (реинкарнации), что идеологически увязывалось с аграрным циклом и воспроизводящей силой земли. Захоронение покойных как бы подключало предков к обеспечению её урожайности. Обряд кремации означал отказ от идеи повторного воплощения души на этом свете и её переход в небесную сферу, где душа предка могла содействовать благоприятному проявлению метеорологических факторов урожайности и прежде всего хорошей погоде и своевременному выпадению дождей. Не забывалось при этом и обеспечение плодородия почвы, поскольку пережжённые остатки погребались в керамических урнах, которые, по мнению Б.А. Рыбакова, представляли собой или имитировали священные сосуды для приема пищи на празднике урожая.

Переход от скорченных погребений к кремации произошёл в середине II тысячелетия до н.э. в рамках унетичской культуры, предшествовавшей лужиц-

кой. Поля погребальных урн появляются в XIII в. до н.э. на Среднем Дунае и распространяются в XII–X вв. на территории Чехии, Юго-Восточной Германии, Польши, Трансальпийской Галлии и Апеннинского полуострова. В восточных праславянских и славянских землях обряд кремации стал преобладать над ингумацией с конца IX в. до н.э. [Рыбаков, 2001, 2002] и в дальнейшем сосуществовал с ней, дожив до времён Владимира Мономаха. Соотношения кремации и ингумации варьировали, причём роль ингумации устойчиво возрастала в эпохи и в местах тесного сотрудничества с более развитыми соседями – греками, римлянами, византийцами.

Для целей нашего рассмотрения идеологический смысл появления кремации интересен в том отношении, что оно означало большее внимание к метеорологическим факторам урожайности, прежде не привлекавшим внимания. Такая озабоченность древних земледельцев, не пользовавшихся орошением, могла быть связана с некоторым иссушением климата в эпоху третьего кризиса.

Дальнейшее развитие восточных праславян отмечено, согласно Б.А. Рыбакову [2001], культурами скелетов (скифов-пахарей, борисфенитов) и милоградской второй половины VII–IV вв. до н.э., зарубинецкой (III в. до н.э. – III в. н.э.) и черняховской (II – первая половина V вв. н.э.). Если чернолесская культура совпадала с восточной частью предполагаемой одеро-днепровской прародины славян и областью распространения архаичных славянских гидронимов, то культура скелетов охватила и более южные области лесостепи, что Б.А. Рыбаков объясняет мирными взаимоотношениями с ираноязычными скифами-скотоводами и тесным экономическим взаимодействием с греческой Ольвией на базе хлебной торговли. Более примитивная милоградская культура соотносится Б.А. Рыбаковым с неврами Геродота.

Нашествие сарматов прервало эти социально-экономические успехи и привело к оттоку праславянского населения в северную лесную зону, где оно представлено зарубинецкой культурой, более примитивной, чем скелетская и синхронная зарубинецкой раннепшеворская культура западных славян. Последующее ослабление сарматского давления и, главное, завоевание Траяном черноморского побережья способствовало возвращению части восточнославянского населения в южные лесостепные и степные районы и его социально-экономическому прогрессу (черняховская культура) на базе развития земледелия и восстановления хлебной торговли через Ольвию с Римской империей.

Падение империи и «Великое переселение народов» обозначили наступление четвёртого природно-социального кризиса. Он выразился свёртыванием черняховской культуры и значительной миграцией славянского населения (вторая половина V – первая половина VIII в.). Происходит заселение славянами Балканского полуострова (формирование южнославянской ветви) и одновременное распространение восточных славян на северо-восток – в области с редким балтским и финно-угорским населением. В ядре первичного обитания восточных славян, на правом берегу и части левого берега Среднего Днепра, закладываются основы восточнославянской государственности.

Последующие исторические события широко известны. Их основные вехи – возникновение и разрастание государства Киевской Руси, его последующий распад на удельные княжества, татаро-монгольское завоевание и возрождение единой государственности на базе Московской Руси.

Последний природно-социальный кризис, продолжавшийся на рассматриваемой территории с конца XVI до XIX в., был эпохой Малого Скандинавского оледенения. Начало этого похолодания отмечено серией неурожайных лет в конце правления Ивана Грозного и в правление Бориса Годунова. Показатель-

но, что территория северного Белозёрского княжества, бывшая прежде одним из важнейших сельскохозяйственных регионов, предметом вождлений и междоусобных войн вплоть до времен Василия II (Тёмного), теперь обезлюдела, а отдельные волости полностью лишились населения. Похолодание подорвало экономику севера Руси, вызвало неурожай и голод в других частях Московского государства, явившись одним из факторов наступившего хаоса «Смутного времени».

Вместе с тем начало кризиса привело к массовой миграции населения на южные окраины Московского государства. Поиски новых способов существования стимулировали колонизацию Сибири, охватившую весь XVII век и закончившуюся в XVIII веке проникновением на Аляску и в Калифорнию. Итогом этой фазы кризиса явилось становление и усиление Российской империи. Можно допустить, что в той или иной связи с глобальными социально-экономическими и культурно-политическими событиями, сопровождавшими последний кризис и последовавшими за ним, находятся и драматические события позднейшей российской истории.

Интересно, что несмотря на явные признаки похолодания на севере Русской плиты активно продолжались плавания и морские промыслы северных поморов. Иначе обстояло дело на северо-западном обрамлении Европы. Уже в XVI в. Датский пролив оказался забитым льдами, а сообщение с Исландией существенно затруднилось. Погибли североамериканские и гренландские колонии викингов, население Исландии деградировало и утеряло навыки мореходства. Прибывшие в Исландию в начале XVII в. датчане обнаружили там лишь около 30 тыс. населения, занимавшегося скотоводством и жившего в убогих землянках. Для сравнения укажем, что в эпоху викингов (XI–XIII вв.) население острова достигало 120 тыс. Его сокращение было обусловлено не только ухудшением климата, но и катастрофическими извержениями, приведшими к гибели населения и массовому падежу скота [Thorarinsson, 1967]. Тем не менее роль климатических изменений несомненна. Вероятно, они были связаны с деградацией западной ветви Гольфстрима на севере Атлантики. В отличие от неё восточная ветвь, огибавшая Скандинавию с севера, сохранялась, обеспечивая повышенную увлажнённость и рост скандинавских ледников. Повидимому, она даже распространялась в Карское море, делая его судоходным в летние месяцы. Во всяком случае порт Мангазея на его южном побережье в XVII в. продолжал функционировать. Однако к XVIII в. ситуация изменилась, и посланная Петром Первым экспедиция из-за обилия льдов не смогла достигнуть даже Новой Земли.

В XX в. в России, как и во всем мире, происходит потепление: с 1891 г. по 1998 г. приземная температура поднялась на 0,9 °C [Лосев, 2001]. Потепление охватило почти все регионы, а в последнее десятилетие его тренд повысился.

Итак, четыре эпохи природных и социально-политических кризисов, имевших место в Восточной Ойкумене во второй половине голоцена (последние 5000 лет), явились переломными также в становлении славянского этноса и формировании восточнославянской (русской) государственности. Первая эпоха (середины III тыс. до н.э.) обозначила переход от энеолита к бронзовому веку и привела к выделению протославян из индоевропейской общности, передав им как реликты прежней земледельческой экономики, так и возникшие в ходе кризиса навыки пастушеского скотоводства. Вторая эпоха была переходом от бронзового к железному веку и, возможно, привела к некоторому обособлению восточной и западной ветвей праславян. Третья эпоха выразилась заселением славянами Балканского полуострова, расширением восточнославянского

ареала на северо-восток и формированием в его ядре основ будущей восточно-славянской государственности. Наконец, в четвертую эпоху после «Смутного времени» сформировалась Российская империя, охватившая обширные пространства Северной Евразии, а затем, в XX в., имели место драматические поиски нового пути.

Межкризисные эпохи были временем длительного и устойчивого существования крупных археологических культур, культурно-исторических и государственных общностей, иногда полиэтнических. Таковы кукутени-трипольская и тшинцево-комаровская культуры, союз сколотских племён, Киевская, позднее Московская Русь и отчасти также существовавшая между двумя пиками последнего кризиса Российская империя. Кризисы отличались от этих эпох социально-экономическими потрясениями, распадом или перестройкой сложившихся общностей, массовой миграцией населения и одновременно быстрыми изменениями, приводившими общество на качественно новый уровень.

8.3.2. Особенности проявлений активной тектоники на Восточно-Европейской платформе

Выше было показано, что в эпохи кризисов имело место ухудшение климата, и роль этого фактора для территории Восточной Европы, значительная часть которой попадает в область рискованного земледелия, очевидна. Что же касается тектоники, то её значение не столь заметно на первый взгляд, поскольку скорости и контрастность позднечетвертичных тектонических движений здесь невелики, а землетрясения слабые и происходят редко. Сильнейшее землетрясение, зафиксированное на территории Европейской России и имевшее магнитуду 5,5, произошло в Кандалакшском грабене Белого моря и не имело сколько-нибудь серьезных социальных последствий.

Вместе с тем анализ средне- и позднечетвертичных тектонических проявлений позволяет наметить блоковую делимость, выраженную в рельефе и гидрографической сети [Трифонов и др., 1993; Трифонов, 1996]. Здесь трудно говорить о разломных границах блоков в прямом смысле слова, поскольку они крайне редко выражены разрывами сплошности пород. Но к таким границам нередко приурочены аномалии трещиноватости, резкие изменения фаций четвертичных отложений, флексуры и реже разрывы осадочного чехла, разломы фундамента. Вдоль некоторых границ отмечаются высокие градиенты скоростей современных вертикальных движений [Карта..., 1992; Кафтан, Серебрякова, 1990; Сидоров и др., 1989], намного превосходящих многовековой тренд. Такие различия «геодезической» и усреднённой «геологической» скоростей недавних движений по разломам неоднократно обсуждались в публикациях и связывались с неравномерностью перемещений, при которой скорость может эпизодически возрастать как во всей зоне разлома, так и на её отдельных участках, мигрирующих во времени [Никонов, 1977; Трифонов, 1996]. Возможность высокочастотных вариаций скоростей движений, намного превосходящих многовековой тренд, существенно увеличивает если не сейсмическую, то инженерно-геологическую опасность разломов. Важны они и как потенциальные зоны проницаемости для флюидов.

В этой связи интересны исследования, выполненные в г. Санкт-Петербурге и его окрестностях [Мельников и др., 1994]. Здесь вдоль трасс метрополитена обнаружены небольшие разрывы, смещающие слои осадочного чехла и частично контролирующее распределение и мощности морены последнего оледенения и осадков предшествовавшего интергляциала; с разрывами связаны радоновые аномалии; в домах, расположенных над ними, возрастает число раковых заболе-

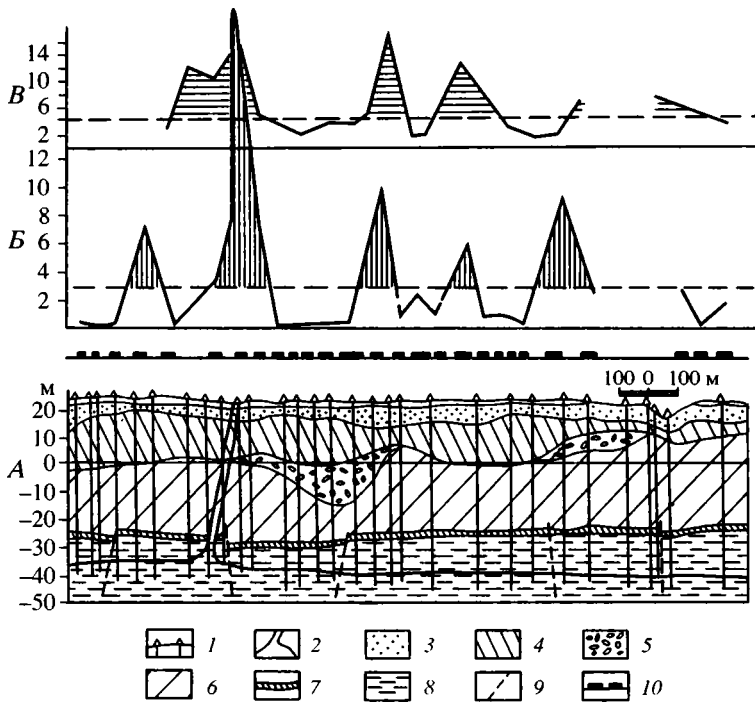


Рис. 196. Схематический геологический разрез через Петроградскую сторону г. Санкт-Петербурга по линии метрополитена (А) в сопоставлении с числом онкологических заболеваний в указанных домах на 1000 человек в год (Б) и концентрацией радона в почве в КБк/м³ (В) [Мельников и др., 1994]

1 – скважины; 2 – шахта метрополитена (ствол эскалатора) и кровля его туннеля; 3 – послеледниковые пески и суглисы; 4 – ледниковые суглисы и суглинки валдайской морены (верхний плейстоцен); 5 – обводнённые гравийно-песчаные отложения межледниковых палеорусел (начало верхнего плейстоцена); 6 – ледниковые суглисы и суглинки московской морены (средний плейстоцен); 7 – кора выветривания вендских отложений; 8 – песчано-глинистые отложения котлинского горизонта венда; 9 – тектонические нарушения; 10 – расположение жилых домов вдоль линии разреза

Fig. 196. Schematic geological section across the Petrograd district of city of Sankt-Petersburg along the underground line (A), distribution of number of the oncological sicknesses in houses along the same line, n/1000 inhabitants per year (B), and distribution of the radon contents in soil along the line, KBk/m³ (B) [Мельников и др., 1994]

1 – boreholes; 2 – the underground mine and its tunnel roof; 3 – postglacial sands and loams; 4 – glacial loams and clays of the Valdai moraine (Upper Pleistocene); 5 – water enriched gravel-sand alluvium deposits of the last interglacial (beginning of the Upper Pleistocene); 6 – glacial loams and clays of the Moscow moraine (Middle Pleistocene); 7 – weathering layer of the Vendian deposits; 8 – sandstones and clays of the Kotlin unit of the Vendian; 9 – faults; 10 – dwelling houses along the cross-section line

ваний (рис. 196). Наблюдения в окрестностях Санкт-Петербурга показали, что зоны подобных разрывов оказывают угнетающее воздействие на биоту: вдоль них возрастает относительное количество больных деревьев (табл. 11). Патогенная роль таких нарушений обусловлена особенностями геологического строения. Неглубоко залегающий кристаллический фундамент района Санкт-Петербурга характеризуется несколько повышенным фоновым содержанием радиоактивных элементов. Они концентрируются в вендской коре выветривания. Обогащённые ими флюиды выносятся в зонах описанных нарушений на земную поверхность.

Таблица 11. Сопоставление содержания больных
(с дихотомированными вершинами) деревьев в активных зонах (з.р.)
и вне таких зон в парках С.-Петербурга
[Мельников и др., 1994]

Число обследованных деревьев и % больных деревьев	Липа		Береза		Сосна	
	в з.р.	вне зоны	в з.р.	вне зоны	в з.р.	вне зоны
Число обследованных деревьев	742	428	1133	1281	619	1977
% больных деревьев	9,16	3,74	21,89	5,31	5,01	1,06

Таблица 12. Темпы роста городов, основанных до 1300 г.
на Восточно-Европейской платформе в зонах активных разломов,
достоверных (a_1) и предполагаемых (a_2) и вне таких зон (n),
по данным на 1982 г. [Жидков и др., 1999]

Тип	Город	<i>M</i>	<i>D</i>	<i>T</i>	<i>M/T</i>	Тип	Город	<i>M</i>	<i>D</i>	<i>T</i>	<i>M/T</i>		
a_1	Минск	1370	1067	915	1,17	a_2	Курск	379	1036	950	0,42		
	Рига	858	1201	781	1,10		Витебск	317	1021	961	0,33		
	Львов	699	1256	726	0,96		Могилев	316	1267	715	0,44		
	Ярославль	614	1071	911	0,67		Чернигов	258	890	1092	0,24		
	Вильнюс	514	1128	854	0,60		Вологда	254	1147	835	0,30		
	Брянск	413	1146	856	0,49		Ковров	147	1190	792	0,19		
	Калининград	370	1255	727	0,51		Орша	116	1067	915	0,13		
	Владимир	313	1108	874	0,36						Ср. = 0,59		
	Рыбинск	245	1071	911	0,27		n	Таллинн	449	1154	828	0,54	
	Новгород	204	859	1123	0,18			Каунас	389	1090	892	0,44	
	Белая	166	1155	827	0,20		Смоленск	316	863	1119	0,28		
	Церковь												
	Коломна	151	1190	792	0,19		Вятка	307	1190	792	0,39		
	Даугавпилс	120	1275	707	0,17		Белгород	262	1237	745	0,35		
Елец	113	1146	836	0,14	Кострома*	262	1190	792	0,33				
Бендеры	111	1190	792	0,14	Житомир	259	890	1092	0,24				
				Ср. = 0,48	Гродно	222	1128	854	0,26				
a_2	Нижний Новгород	1373	1221	761	1,80	Брест	201	1019	963	0,21			
	Казань	1023	1290	692	1,48	Ровно	199	1282	700	0,28			
	Тула	524	1146	836	0,63	Клайпеда*	184	1252	730	0,25			
	Рязань	477	1095	887	0,54	Луцк	155	1085	897	0,17			
	Астрахань	474	1290	692	0,69	Борисов*	120	1102	880	0,14			
	Тверь	428	1190	792	0,54	Муром*	118	862	1120	0,11			
	Липецк	423	1290	692	0,61	Лиепая	109	1253	729	0,15			
	Гомель	419	1142	840	0,50	Тарту	108	1030	952	0,11			
						Среднее				Ср. = 0,27			

Принятые сокращения: *M* – численность населения, тыс. чел.; *D* – год основания города; *T* – возраст города в годах; * – предполагаемый разлом проходит через окраинную часть поздней застройки или пригородам, так что город можно отнести и к типу a_2 .

В Московской синеклизе, на стыке Московской, Калужской и Тульской областей, геологические условия иные: фундамент глубоко погружен и не обогащён радиоактивными элементами. Однако и здесь имела место их ремобилизация сначала в визейских терригенных отложениях, затем в фосфоритоносной верхней юре. При этом наиболее значительные радиоактивные рудопроявления тяготеют к субширотной зоне средне-позднечетвертичного тектонического контраста на северном краю Среднерусской возвышенности (рис. 197). Наблюдаемые здесь радоновые аномалии в подземных водах могут иметь бальнеологическое значение [Игнатов, Лыхин, 1998].

Несмотря на слабый деформационный эффект активные разломы Русской плиты оказали влияние на распределение и рост городов [Жидков и др., 1999]. Чтобы убедиться в этом, среди множества городских поселений на территории России, Украины, Беларуси, Прибалтики и Молдовы мы выбрали города, возникшие до 1300 г., с современным населением свыше 100 тыс. жителей. Временное ограничение было введено в связи с тем, что татаро-монгольское нашествие и связанное с ним последующее обособление Великороссии резко изменили и дифференцировали градостроительную политику, а нас интересовал достаточно однородный по происхождению материал. Ограничение по численности населения связано с недостаточностью наших знаний о времени возникновения многих населённых пунктов с малым числом жителей. Из числа анализируемых городов были также исключены две крупнейшие столицы: Москва и Киев, поскольку их аномально интенсивный рост в значительной мере обусловлен столичным положением. В итоге остались 46 городов (табл. 12).

Позиция городов была сопоставлена с картой активных разломов Северной Евразии масштаба 1 : 2 500 000, созданной под руководством В.Г. Трифонова в рамках Проекта П-2 “Карта крупных разломов Мира” Международной программы “Литосфера” [Трифонов и др., 1993; Trifonov, 1997]. При сопоставлении кинематика разломов не принималась в расчет, но учитывалось их разделение на достоверные и предполагаемые. В итоге города разделились на три группы: a_1 – города, через территории которых проходит как минимум один достоверный активный разлом (15, в том числе 5 на сочленении разломов); a_2 – города, через территории которых проходит как минимум один предполагаемый активный разлом (15, в том числе 5 на сочленении разломов); n – города без известных активных разломов (16). Для каждого города было рассчитано отношение численности его населения M к возрасту T (дате первого упоминания в историческом источнике). M и T взяты на момент переписи населения 1982 г., по данным А.И. Скворцова [1991]. Это отношение в среднем составило 0,46 для всех проанализированных городов, но оказалось различным в разных группах: для группы a_1 $M/T = 0,48$; для группы a_2 $M/T = 0,59$; для группы n $M/T = 0,27$ (см. табл. 12). Различие между группами a_1 и a_2 представляется малозначительным из-за слабой обоснованности выделения всех активных разломов на Русской плите.

Предпринятое сопоставление позволило сделать два вывода. Во-первых, большинство городов Древней Руси и соседних стран Русской плиты возникло на активных разломах (30 из 46, причём 10 городов построены на сочленении разломов). Во-вторых, интенсивность роста M/T городов на активных разломах оказалась вдвое выше, чем городов вне активных зон. Во всех трёх группах есть города с низкими значениями M/T (0,14 в группе a_1 ; 0,13 в группе a_2 ; 0,11 в группе n). Но в группах a_1 и a_2 существенно больше городов со значениями $M/T > 0,44$ (7 в группе a_1 , 8 в группе a_2 и только 1 в группе n). Иначе говоря, присутствие активного разлома не обеспечивало обязательного интенсивного роста города (это зависело от политических и экономических факторов), но откры-

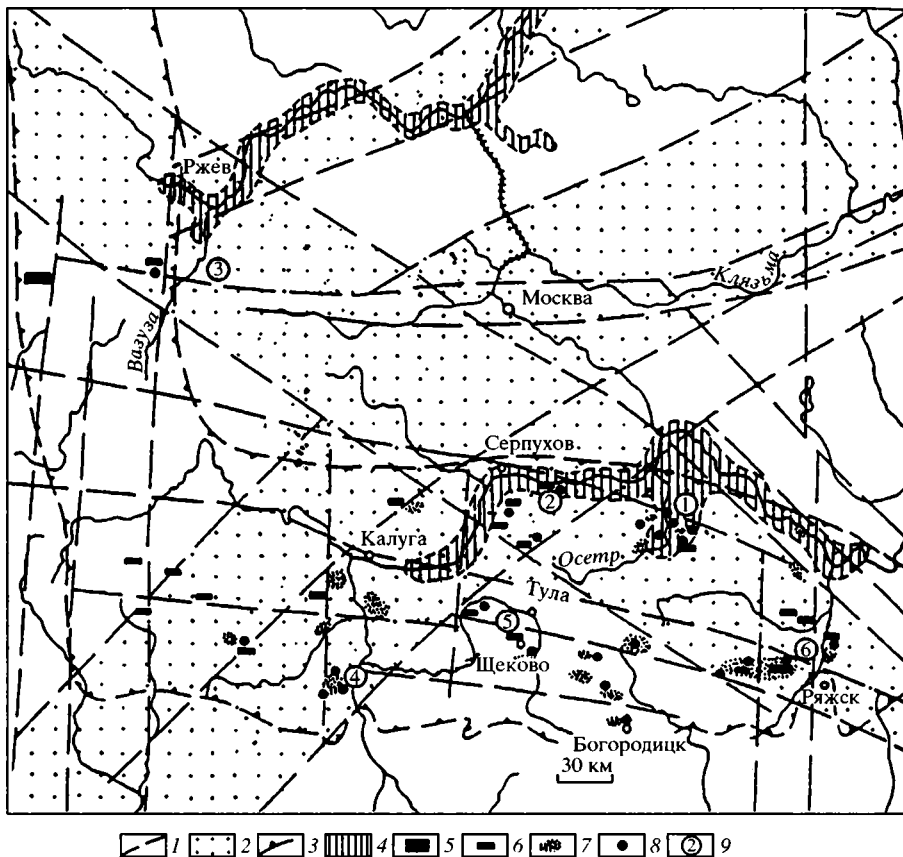


Рис. 197. Активизированные разломы и распространение радона в центральных районах Европейской России [Игнатов, Лыхин, 1998]

1 – региональные разломы глубокого заложения, испытавшие новейшую активизацию; 2 – региональные зоны повышенных скоплений гелия; 3 – границы Подмосковского бурогоугольного бассейна; 4 – очаги разгрузки глубоких подземных вод в Московском артезианском бассейне; 5–7 – проявления стратиформного уранового оруденения урано-угольного типа: 5 – месторождения, 6 – рудопроявления, 7 – площадные аномалии; 8 – повышенные концентрации радона в подземных водах; 9 – районы с высокими концентрациями радона. Цифры в кружках – районы распространения месторождений бальнеологических радоновых вод: 1–3 – перспективные, 4–6 – менее перспективные

Fig. 197. Neotectonic faults and distribution of radioactive elements in the central part of the European Russia [Игнатов, Лыхин, 1998]

1 – main deep-seated faults with manifestations of neotectonic activation; 2 – main zones of the helium concentration; 3 – boundaries of the Moscow brown coal province; 4 – areas of unloading of deep underground waters in the Moscow artesian basin; 5–7 – manifestations of the uranium stratiform deposits of the uranium-coal type: 5 – ore deposits, 6 – ore manifestations, 7 – anomalies; 8 – high radon concentration in underground waters; 9 – areas of high radon concentration. Numerals in circles – areas of the medicinal radon water concentration: 1–3 – the most prospective, 4–6 – other

вало для него больше возможностей. Вероятно, важнейшей была приуроченность к разломным зонам трасс наземных и водных коммуникаций, но могли иметь значение также связь с разломами источников подземных вод и относительное разнообразие приразломных ландшафтов, обусловивших возможность обособления града правителя от посада и эстетическую привлекательность местности.

Таким образом, активная тектоника играла и продолжает играть свою роль в историческом развитии и современной жизни российского общества на равнинных территориях Восточной Европы, но её функции несколько иные, чем в Альпийско-Гималайском горном поясе и на его обрамлениях.

8.3.3. Геоэкологические проблемы и перспективы устойчивого развития России

Особенности перехода России к устойчивому развитию определяются её природными параметрами, историческим развитием, социально-экономическим состоянием и вытекающими из них особенностями менталитета россиян. Площадь России – 17 млн км² (12% площади суши); население – около 145 млн (2,4% мирового). Соответственно средняя плотность населения существенно ниже среднемировой. Более 70% населения живут в городах, занимающих вместе с обслуживающими территориями 6% освоенной площади и 2,6% общей территории страны [Лосев, Ананичева, 2000].

Более 64% населения проживает в Европейской России, чуть менее 14% – в Уральском регионе и менее 22% – в Сибири и на Дальнем Востоке. При этом почти 95% живет южнее 60° с.ш. Такому характеру расселения соответствует хозяйственная освоенность страны [Лосев, Ананичева, 2000]. На обжитые территории приходится 35% земель с нарушенными естественными биоценозами, причём из 2,5 млн км² освоенных площадей 2,1 млн км² находятся в Европейской России и на Урале. 65% территории – незаселённые земли с естественными биоценозами. Это составляет 23% таких земель в мире и является огромной ценностью для всего населения планеты, поскольку поддерживает его жизнь. Столь же большую ценность представляют пресные воды России. В одном Байкале сосредоточено 20% их мировых запасов. Водообеспеченность россиян вчетверо выше среднеглобальной, и по этому показателю Россия занимает второе место в мире после Бразилии.

Залесенность России вдвое выше средней залесенности суши. Леса занимают в России более 70% территории, причём площадь собственно лесных земель составляет 8,86 млн км² – 51,8% территории страны, и ещё 4,2% приходится на заповедники и заказники [Исаев и др., 1995]. Используемые леса охватывают лишь 28% лесных земель, а значительная часть российских лесов относится к категории девственных (первичных), особенно важных для сохранности естественных биоценозов. В России находится по разным оценкам от четверти до трети таких лесов мира [Лосев, 2001].

Если низкая средняя плотность населения и сосредоточение его большей части в городах благоприятны для экологической стабильности страны, оставляя значительные территории нетронутыми, то по другому интегральному показателю давления на природную среду – энергопотреблению, ситуация в России не столь благополучна. На неё приходится больше 5% потребляемой в мире энергии, что в два–три раза выше среднемирового душевого уровня [Лосев, 2001]. Повышенное энергопотребление России отчасти имеет объективные причины: большие объёмы промышленного производства, необходимость усиленного обогрева из-за холодного климата и значительных транспортных издержек при столь обширной территории. Но в большой мере оно обусловлено низкой эффективностью промышленных технологий, унаследованных от социалистической экономики.

До 70-х годов прошлого века Советский Союз сохранял уровень технического развития развитых стран, но затем, когда после энергетического кризиса

они перешли на более интенсивные и ресурсосберегающие технологии, стал отставать, оставшись в основном на экстенсивном пути развития гигантских предприятий с большим потреблением ресурсов и энергии. Их повышенным затратам способствовала централизованная командная система управления. Не обсуждая избыточности многих видов военного производства, отметим, что и некоторые народнохозяйственные объекты, такие как Байкало-Амурская магистраль, оказались экономически нерентабельными. Следствиями централизованной системы, не изжитыми до сих пор, явились психология и практика расточительности энергии и ресурсов.

Экстенсивность технологий проявляется и в сельском хозяйстве. Сельскохозяйственными угодьями заняты около 2,2 млн км² (12,9% страны). Из них 1,26 млн км² – пашни и 0,9 млн км² – пастбища [Лосев, 2001]. На одного человека в России приходится 1,52 га сельхозугодий, что больше, чем во многих других странах. Но урожайность низка. Как и в случае с энергопотреблением, это отчасти обусловлено климатом. Но в Скандинавии, где природные условия близки к российским, урожайность в 2–4 раза выше из-за применения более интенсивных технологий и иных форм собственности. Историческими причинами низкой производительности российского сельского хозяйства явились раскулачивание (отстранение наиболее активных и профессиональных производителей) и неэффективность колхозов из-за слабой заинтересованности оставшихся производителей в результатах работ. Сказались и дефекты командного управления, в частности, в политике расширения посевных площадей, приводившей к распылению и, соответственно, снижению эффективности использования рабочей силы, техники, удобрений, средств защиты растений, мелиоративных мероприятий. Экстенсивность российского сельского хозяйства создает дополнительную нагрузку на окружающую среду, но на единицу территории вклад этой нагрузки невелик.

С крахом социалистической системы и начавшимся в 90-х годах XX века переходом к новым экономическим отношениям производство упало, и валовый внутренний продукт (ВВП) снизился примерно на треть (с учётом теневой экономики) [Лосев, 2001]. При этом на 25% упало энергопотребление, а площадь сельхозугодий сократилась на 8–9%. В том же направлении изменялись и другие показатели воздействия на окружающую среду.

Так, Россия занимает третье место в мире (после США и Китая) по выбросу CO₂ в атмосферу. До 1990 г. он составлял 7% от общемирового, имея главным источником сжигание ископаемого топлива. В 1991–1995 гг. в России, как и в других странах бывшего СССР, его потребление снизилось из-за кризиса (доля выбросов CO₂ Россией упала до 5,7%), и в значительной мере поэтому общемировая эмиссия CO₂ не возросла [Лосев, Ананичева, 2000]. Выбросы окислов азота заметно снизились в России в начале 90-х годов из-за спада промышленного производства и использования удобрений в сельском хозяйстве, что частично компенсировалось ростом числа автомобилей. В 1993 г. доля России по этому показателю составила 4,5% [Лосев, 2001]. Сократился в 90-е годы и общий выброс загрязняющих веществ в атмосферу (на 33% с 1991 г. по 1995 г.), причём произошло это не только из-за спада производства, но и благодаря природоохранным мероприятиям и усилению контроля [Лосев, Ананичева, 2000]. Сократилось и загрязнение вод.

Вместе с тем из-за особенностей атмосферной циркуляции воздушное пространство запада России загрязняется привнесом CO₂, соединений серы, окисленного и восстановленного азота с территорий Украины, Польши, Германии, Белоруссии и в небольшой мере других стран. Производимое «мигрантами»

подкисление среды вредно сказывается на биоте, здоровье людей и повышает коррозию материалов. Однако площади, где из-за этого превышаются нагрузки по подкислению, невелики.

Будучи экспортером полезных ископаемых, Россия имеет много твёрдых отходов, как из-за повреждения земель при нефтегазодобыче, так и (в большей мере) за счёт вскрышных работ, отвалов и «хвостов» при разработке минерального сырья. Сейчас производство последнего сократилось, но возросла масса бытовых отходов из-за увеличения объёмов тары. Проблема переработки отходов в России весьма далека от разрешения, особенно в части их вторичного использования. До 1990 г. из вторичного сырья в России выплавлялось лишь 30% стали и 25% цветных металлов, а сейчас ситуация ухудшилась [Лосев, Ананичева, 2000].

Особенно остро стоит в России проблема хранения и переработки токсичных и радиоактивных отходов, по производству и накопленному количеству которых страна удерживает второе место в мире. В 1997 г. в России действовало 29 атомных энергоблоков (6,7% их мирового количества), но существенно большее их число размещено на подводных лодках, других военных судах и ледоколах, а также хранится в виде отслуживших кораблей такого рода и их деталей. К концу 80-х годов в СССР было произведено около 45 тыс. ядерных зарядов. Затем началось их сокращение, продолжающееся до сих пор. Переработка и хранение ядерных и радиоактивных материалов дороги, и уже сейчас с этим возникла напряжённость, усиливаемая необходимостью их надёжной охраны в условиях активизации терроризма. Экологическая опасность такого багажа с очевидностью проявляется уже в том, что в России самые большие (после Украины и Белоруссии) ареалы радиоактивного заражения. Вероятно, именно экологическая опасность и дороговизна утилизации радиоактивных материалов послужили причинами того, что в одобренной программе развития России до 2010 г. предусмотрен весьма умеренный рост доли атомной энергетики в энергообеспечении страны – лишь с 13 до 15% [Лосев, Ананичева, 2000].

Современные мировые социальные сдвиги не способствуют поддержанию генома человека [Горшков, 1995]. К этому ведут загрязнение окружающей среды, напряжённость и скученность городской жизни, развитие алкоголизма и наркомании, рост числа матерей-одиночек, отказ от ограничений к рождению дефективных детей. Признаком неблагополучия является нарастание генетических болезней. В Советском Союзе этот процесс отягощался репрессивной политикой, массовым вовлечением женщин в общественное производство, а в постсоветской России – ломкой сложившегося жизненного уклада, социальным неблагополучием и нарушениями нормального отношения полов. Постсоветская Россия не только догнала развитые страны по уровню убийств и другого насилия, но и опередила их. Сказалось и ухудшение системы здравоохранения. Критическим для России был 1994 г., а затем ситуация со здоровьем населения стала улучшаться, и ожидаемая средняя продолжительность жизни возросла в 1997 г. на 2,8 года. Возможно, сказалась адаптация населения к новым условиям. Однако и сейчас младенческая смертность в России вдвое выше, чем в развитых странах; выше и общие показатели смертности, причём повышен процент смертей от несчастных случаев и нездорового образа жизни [Лосев, Ананичева, 2000; Лосев, 2001].

Валовый внутренний продукт (ВВП) России – немного более 2% мирового. С учётом численности населения он близок к среднемировому. Однако ВВП не адекватен качеству жизни и даже её уровню, поскольку часть продукции может быть излишней. В США таковой может считаться часть военной и рекламной

продукции. В России к подобным “излишкам”, унаследованным от СССР и не изжитым полностью, относятся некоторые виды продукции военно-промышленного комплекса. В связи с недостаточностью ВВП как показателя качества жизни был предложен “индекс оценки человеческого развития” в разных странах [Sustainability indicators, 1997]. Он включал три показателя: ожидаемую продолжительность жизни; грамотность; ресурсы, необходимые для жизни, уровень которых определялся по подушному ВВП с некоторыми коэффициентами. Согласно сделанной оценке, Россия в 1993 г. оказалась 60-й, замыкая список развитых стран.

Итак, стартовая позиция России для перехода к устойчивому развитию противоречива. Стратегия перехода должна предусматривать экономическое развитие, обеспечивающее улучшение качества жизни населения и одновременно снижающее глобальное давление человеческого сообщества на природу. Иначе говоря, переход к устойчивому развитию имеет экологический, экономический и социальные аспекты.

Для обеспечения экологически устойчивого развития Россия имеет благоприятные условия. К их числу относятся: высокий процент территории с ненарушенными природными экосистемами, обилие лесов и запасов пресной воды, невысокая плотность населения при его значительной концентрации в городах. Сейчас нередко выражается обеспокоенность сокращением численности населения России. Однако в целом этот процесс не является отрицательным фактором её устойчивого развития. Он происходит в большинстве развитых стран, где стабильная численность поддерживается за счёт иммиграции, и части развивающихся стран и продиктован прежде всего желанием родителей обеспечить лучшее воспитание и экономическую состоятельность потомства. В развивающихся странах это одно из главных условий экономического роста (прирост населения на 1% требует для сохранения существующего уровня жизни прироста ВВП на 2%).

В России значительная часть неосвоенных земель мало пригодна для жизни, а территории с высоким уровнем фотосинтеза заселены. Российской промышленности, если и требуются дополнительные рабочие руки, то главным образом из-за неэффективности производства. К тому же возникающая потребность в рабочей силе может быть решена за счёт внутренней миграции из районов, где производство экономически неэффективно, а сейчас также притоком русскоязычного населения из других республик бывшего СССР. По существу, для обеспечения устойчивого развития России нужен не рост, а стабилизация численности населения. Несмотря на повышенную детскую смертность, Россия продолжает занимать одно из первых мест в Европе по процентному количеству детей в возрасте до 14 лет [Лосев, Ананичева, 2000]. Следовательно, сокращение численности коренного населения, близкое по темпам к западноевропейским, достигается за счёт меньшей продолжительности жизни (более высокой смертности, причём особенно повышена смертность насильственная, от алкоголизма и других проявлений нездорового образа жизни). Таким образом, снижение смертности зависит не только от улучшения медицинского обслуживания, но и от решения социальных проблем. Прогресс в этих направлениях способен стабилизировать численность населения России и является непременным условием её перехода к устойчивому развитию.

Сохраняющаяся экстенсивность российской экономики создаёт дополнительный прессинг на окружающую среду, но он относительно невелик из-за низкой плотности населения. Это можно проиллюстрировать на примере доли России в общей эмиссии CO₂ [Лосев, 2001]. Она составляет сейчас 5,7% и примерно столько же поглощают леса России. Если к этому прибавить ту роль, ко-

тору ю играет в выводе углерода из атмосферы Мировой океан, то эмиссия, производимая Россией, почти вдвое уступает её допустимой доли, частично используемой другими странами. Судя по стоимости мероприятий, осуществляемых в США для снижения эмиссии CO₂, такое использование российской доли экономит им триллионы долларов, и Россия вправе ставить вопрос о возмещении ей этой «экологической ренты».

В.Г. Горшков [1995] подсчитал, что для того, чтобы полностью остановить современные техногенные изменения глобального круговорота углерода, необходимо вдвое сократить освоенную человечеством часть суши, которая в таком случае должна составить примерно треть её площади. Именно такому оптимальному для сохранения биосферы варианту соответствует процент освоенной территории России.

Ряд существующих факторов, неблагоприятных для экологической обстановки в России, может быть устранён в ходе модернизации экономики, и в этом смысле экономические, социальные и экологические аспекты устойчивого развития страны решаются в едином ключе. В ряде случаев это не требует даже радикальных технологических новшеств и зависит лишь от структурной перестройки экономики, усовершенствования системы управления и общественных отношений.

К числу таких условий перехода к устойчивому развитию относится прежде всего обеспечение политической стабильности, правопорядка и благоприятной обстановки для подъёма экономики, т.е. продолжение провозглашённых и начатых политических и экономических реформ, целью которых являются правовое государство, личная и экономическая свобода, отделение государства от бизнеса при обеспечении им правил, общих для всех, адресность социальной защиты.

Важно закрепить наметившиеся тенденции движения к тому, что К.С. Лосев [2001] назвал «компактизацией» хозяйства России. Имеется в виду, во-первых, сокращение сельскохозяйственных угодий за счёт малопродуктивных с целью более эффективного использования рабочей силы, техники, средств повышения урожайности и, во-вторых, отказ от нерентабельных производств в районах севернее 60° с.ш. Последнее снизит затраты на энергию, транспорт, поддержание инфраструктуры дорогостоящих северных предприятий и одновременно обеспечит рабочей силой те освоенные районы, где в ней есть нужда. На Севере следует сохранить лишь немногие рентабельные производства и традиционные хозяйства коренных народов. Необходимы и другие меры по энергосбережению, способные, по подсчетам специалистов, сократить потребление энергии на 30–40% без ущерба для производства и жизнеобеспечения.

Дальнейшие шаги к социально и экологически устойчивому развитию, опирающиеся на результаты указанных преобразований, приток инвестиций и легализацию теневой экономики, связаны с экономическим развитием в рамках несущей ёмкости экосистем России. Это решит и социальные проблемы страны. Нынешний кризис, вызванный крахом прежней экстенсивной системы хозяйства и необходимостью её структурной перестройки, даёт России исторический шанс перейти к интенсивному хозяйству, где важнейшее место займут перерабатывающие отрасли, построенные на прогрессивных технологиях. От того, насколько Россия сумеет воспользоваться этим шансом, зависит не только устойчивость её развития, но в значительной мере и решение этой проблемы в глобальном масштабе.

Заканчивая обсуждение перехода страны к устойчивому развитию, остановимся кратко на воздействиях на него природных катастроф. Ущерб от возни-

кавших в последние годы чрезвычайных ситуаций достигает в России 4–6% ВВП и по отношению к нему выше, чем в развитых странах. Но среди таких ситуаций преобладают техногенные аварии, а на долю опасных природных явлений приходится лишь 25–30% [Лосев, Ананичева, 2000]. По данным 1992–1996 гг., среди чрезвычайных ситуаций природного происхождения преобладают метеорологические (ветры, атмосферные осадки) – 54,5%. Наводнения составляют 12%, землетрясения – 18% и оползни – 6,5%.

Вместе с тем наибольший разовый материальный ущерб наносят землетрясения с $M_s > 7$. От Нефтегорского землетрясения 1995 г. он оценивается в 40 млрд долларов. Наибольшее число жертв принесло цунами в г. Северо-Курильске, когда погибло 10–14 тыс. человек. Однако с учётом разной повторяемости и географического распространения опасных природных явлений различного происхождения соотношение между их среднегодовым ущербом изменяется [Мялков, 1995]. На первые места выходят плоскостная и овражная эрозия (7–9 млн долларов), подтопление территорий (5–6 млн), переработка берегов водохранилищ и морей (около 4 млн), речная эрозия (4 млн), оползни и обвалы (3–4 млн). Лишь после них следуют землетрясения (2–3 млн), а ущерб от цунами составляет лишь 0,6 млн. Ощутимый вклад вносят суффозия (1 млн), карст (1 млн), пучения грунта (0,6–1 млн), просадки лёссовидных пород (0,6–0,8 млн), термокарст (0,4–0,6 млн), наледеобразование (0,2–0,4 млн), термоэрозия (0,2 млн) и ураганные ветры (0,1 млн).

Таким образом, по экономическому ущербу погодно-климатические воздействия являются преобладающими, хотя генезис некоторых связанных с ними явлений (эрозия, переработка берегов, обвалы и оползни, карст) может отчасти быть и тектоническим. На долю собственно тектонических катастроф – землетрясений и цунами приходится лишь немногим более 7% общего ущерба. Как бы то ни было, природные катастрофы экзогенно-климатического и эндогенного происхождения наносят экономике и населению страны заметный урон, и их изучение, предупреждение и минимизация последствий должны стать важным элементом перехода к устойчивому развитию.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В книге рассмотрены воздействия современных геодинамических явлений, обусловленных эндогенной активностью Земли (тектонических движений, сильной сейсмичности, землетрясений), а также климатических изменений, на жизнь и развитие общества. Это новое направление геоэкологических исследований мы предлагаем назвать **исторической геоэкологией**. Мы не ставили своей задачей, да и не могли бы охватить все аспекты таких тектоно-климатических воздействий в глобальном масштабе. Объектом исследований, посвящённых лишь некоторым аспектам исторической геоэкологии, была центральная часть Альпийско-Гималайского орогенического пояса и сопряжённые с ней области от Греции и Причерноморья до Западной Индии и Средней Азии, называвшиеся в древности Восточной Ойкуменой. Здесь в течение голоцена ощутимо проявлялись геодинамические процессы, происходили контрастные климатические изменения и вместе с тем запечатлелись следы длительного и сложного развития общества. Это позволило реконструировать эволюцию и взаимодействие природных и социальных процессов в течение тысячелетий.

Анализ и сопоставление представленного материала показали, что совокупность объектов, явлений и процессов, охватывающая человеческих индивидуумов и их жизнеобеспечение и определяющая существование и развитие общества, представляет собой сложную открытую систему. В ней собственно общественные факторы (социальные, политические, экономические и технологические) сочетаются с тектоническими и климатическими. Последние влияют на жизнь людей и общественное развитие как напрямую, так и воздействуя на биологическую природу человека.

Воздействия тектонических и климатических факторов на человека и общество многогранны и разнообразны по своим последствиям. Природные объекты и явления взаимодействуют друг с другом, также образуя открытые системы. Это усиливает их воздействие на человека и общество. Выше на многочисленных примерах было показано, что важнейшие природные воздействия и в том числе крупнейшие природные катастрофы были многофакторными событиями. Это относится и к возникновению древнейшего земледелия, и к современным колебаниям уровня Каспия, и к Великому Минойскому извержению, и к Месопотамской катастрофе, вошедшей в историю как «Всемирный потоп». Особенно подробно подобное взаимодействие факторов было исследовано нами на примере Армении, где в определенной структурной и динамической обстановке удалось обосновать генетическую связь развития активных разломов, сильных землетрясений, оползней и вулканических проявлений. Это показало необходимость оценки для конкретной территории интегральной природной опасности, иногда существенно превосходящей негативное воздействие отдельных природных факторов.

Вместе с тем, не обладая столь же развитой способностью к самоорганизации, как общественная система, системы «косной» природы, в частности, геодинамические (связанные с активной тектоникой), не могут оказать решающего воздействия на человечество и его жизнеобеспечение, если по своему масштабу и энергии такое воздействие не является сверхкатастрофическим. Геодинамические системы способны лишь в той или иной мере деформировать общественное развитие – ускорить, замедлить или изменить соотношение взаимодействующих общественных сил. Степень такой деформации зависит как от масштабов природного воздействия, так и от состояния общества.

Как показал исторический опыт, отдельные кратковременные природные воздействия, даже грандиозные по человеческим меркам, будь то сильнейшее землетрясение или извержение вулкана, наводнение или резкое изменение погодных условий, не становились причиной гибели государства или сколько-нибудь крупной культурно-этнической общности. Их воздействие существенно зависело от состояния общества, и в этом смысле такая катастрофа – явление, в большей мере социальное, чем природное. В экономически и политически устойчивой системе последствия катастрофы быстро изживались, в худшем случае функции разрушенных центров переходили к другим. Важное значение при этом имела неоднозначность природных воздействий: активная тектоника, вызывавшая геодинамические катастрофы, определяла и места, удобные для обитания и развития производящей экономики, а режим рек, приводивший к наводнениям, был и источником плодородия почв. Постоянное положительное влияние источников природной опасности перевешивало их проявлявшийся лишь временами отрицательный эффект.

Если же общество находилось в стадии упадка, переживало политические трудности или военное давление соседей, результаты катастроф могли стать более болезненными. Пострадавшие поселения не восстанавливались в полном объёме, как бы отмечая стадии упадка (так было, например, на островах Родос и Кос после Великого Минойского извержения). Известны случаи, когда землетрясение, иногда сочетавшееся с извержением, помогало осаждавшим захватить важнейший пункт сопротивления противника и тем решить судьбу военной компании. Так было со взятием Бехуры примерно в 780 г. до н.э., приведшим к завоеванию Южного Присеванья урартами, и штурмом Ани в 1064 г., окончательно сломившим Армянское государство и положившим начало многовековому турецкому владычеству в регионе. Следует заметить, однако, что в обоих случаях завоеватели были намного сильнее оборонявшихся, и, как представляется (хотя в истории нет сослагательного наклонения), природная катастрофа лишь ускорила исторически неизбежный результат.

Определённым исключением в ряду подобных событий было Великое Минойское землетрясение-извержение середины II тыс. до н.э., которое пришлось на пик могущества Критской державы, существенно подорвало его и способствовало изменению соотношения сил в борьбе с ахейцами, что по прошествии десятилетий привело к краху Минойского Крита.

Большее историческое значение имели длительные климатические изменения и эпохи усиления тектонической активности, нередко уступавшие в конкретных проявлениях сильнейшим индивидуальным катастрофам и потому не воспринимавшиеся населением как катастрофические. Речь идёт об охватывавших обширные части Восточной Ойкумены синхронных эпохах иссушения и похолодания как фазах многовековых климатических вариаций и одновременно сейсмической активизации, проявлявшейся сериями сильных землетрясений, которые местами сопровождались импульсами вулканизма.

В среднем и позднем голоцене такие неблагоприятные эпохи продолжались около 300 лет и повторялись примерно через 1200, а в одном случае через 1800 лет. Они имели место в начале IV, середине III и последней трети II тыс. до н.э., середине I тыс. н.э. и XVII–XIX вв. Эти эпохи отчасти предопределили синхронные им крупнейшие трансрегиональные социально-политические кризисы, отмеченные экономическими трудностями, социальной напряжённостью, массовой миграцией населения и обострением вооружённых конфликтов. Обширные исторические материалы о двух последних кризисах позволяют утверждать, что их проявления распространялись далеко за пределы Восточной Ойкумены. Отрывочные сведения подобного рода есть и о более ранних эпохах.

Вместе с тем кризисы явились переломными моментами в развитии общества, обозначив и, возможно, вызвав переход к новым технологиям и формам общественной жизни. Так, с первым кризисом связано возникновение древнейших городов-государств Шумера. Вторым кризисом ознаменовалось крушение ранних комплексных обществ Ойкумены, на смену которым пришли социально расслоённые общества полукочевых скотоводов, широко использовавших лошадей. Третьим кризисом обозначил переход от бронзового к железному веку. С четвёртым кризисом связано установление феодального уклада и широкое распространение двух крупнейших монотеистических религий – христианства и ислама, а с пятым кризисом – формирование индустриального общества и свободного рынка и глобализация экономики.

Самое поразительное в природных аспектах рассматриваемых кризисов – синхронность климатических изменений и сейсмотектонической активизации. Подобная синхронность сейсмотектонической и климатической ритмичности обнаруживается и для высокочастотных вариаций, наиболее характерные периоды которых близки к 11 годам или кратны этой величине. Намечается она и для более низкочастотных глобальных вариаций квартала с периодичностью около 40 тыс. лет в эоплейстоцене и около 100 тыс. лет в неоплейстоцене.

Если во временных масштабах, охватывающих сотни тысяч и миллионы лет, есть убедительные доказательства воздействия геодинамических изменений на климат, то для указанных выше ритмов в десятки тысяч лет и тем более от нескольких годов до первых тысячелетий тектонические изменения не столь велики, чтобы вызвать ощутимые изменения климата. Поэтому возникает предположение, что относительно высокочастотная тектоно-климатическая ритмичность обусловлена воздействием и на климат, и на тектонику неких внешних сил, которые могут не быть главным энергетическим источником этих процессов, но выступать в роли триггера. Такое внешнее воздействие на тектонические и климатические процессы, вероятно, оказывали глобально-астрономические факторы: изменения параметров орбиты вращения Земли и взаимодействия её оболочек и ядра (последние проявляются вариациями геомагнитного поля), колебания солнечной активности и изменения относительного положения Солнца, Луны и Земли, определяющие величину приливных сил.

Плейстоценовые тектоно-климатические вариации имеют лишь геологическое значение. Более высокочастотные циклы с периодами в годы–десятки лет и 1200–1800 лет непосредственно влияют на экологическую обстановку и систему жизнеобеспечения общества. Они должны учитываться при планировании строительства и землепользования и социально-экономических оценках и прогнозах.

Рост народонаселения и рост производства, обусловленный усложняющимися индустриальными технологиями и глобализацией экономики, привели в

XX в. к перманентному экологическому кризису, при котором потребление ресурсов биосферы стало превышать её способность к самовосстановлению и поддержанию необходимого для современной жизни состояния окружающей среды. Дальнейшее развитие этой тенденции может вызвать переход биосферной системы к новой устойчивости, неприемлемой для существования человека. Альтернативой такой перспективы является переход человечества к устойчивому развитию (sustainable development), при котором давление на окружающую среду стабилизируется, а затем уменьшается благодаря тому, что развитие экономики и обеспечение потребностей людей достигается без её количественного роста за счёт совершенствования технологий и регулирования численности населения. Предусматривается таким развитием и более жесткая система природоохранных мероприятий.

Поскольку сохранение человечества как биологического вида и его совершенствование как общественной системы – главная цель человека и общества, переход к устойчивому развитию не имеет альтернативы и является неизбежной задачей, которая может быть решена лишь совместными усилиями всех стран ценой их отказа от некоторых традиций, ожиданий и утвердившихся ценностей. Тектоно-климатические вариации и, в частности, природные катастрофы способны нарушить переход к устойчивому развитию. Поэтому их всестороннее исследование и основанные на нём прогнозы и мероприятия по минимизации последствий являются неперенным условием такого перехода. От того, способно ли человечество осуществить этот переход, зависит его будущее: либо достижение качественно новой, более высокой ступени развития, либо деградация и возможная гибель.

Продолжение исследований, результаты которых изложены в книге, предполагается в двух направлениях. Одно из них – более углубленное изучение наметившихся связей и закономерностей. Цели его, с одной стороны, научные и направлены на познание и правильное истолкование взаимосвязи процессов в природе и обществе, а, с другой стороны, сугубо практические и предусматривают наиболее продуктивное использование положительных воздействий природных процессов на экономику и жизнеобеспечение, прогноз отрицательных воздействий, в частности, природных катастроф, оценку и минимизацию их последствий. Выявленные связи вариаций тектонической активности, климата и некоторых орбитально-астрономических параметров позволяют более широко подойти к проблеме прогноза и ставят задачу его оптимизации путём сочетания методов и достижений разных наук. В этом направлении намечается ряд интересных частных задач, например, прогноз колебаний уровня Каспия, весьма важный для жизни и хозяйственной деятельности населения его побережий.

Второе направление – территориальное расширение базы подобных исследований, которые до сих пор проводились нами в основном в центральной части Альпийско-Гималайского горного пояса, что не всегда позволяло говорить о глобальном характере выявленных закономерностей. Здесь заманчивым представляется включение в орбиту исследований территории Китая, по интенсивности и параметрам современной геодинамики близкой к рассмотренному региону и вместе с тем характеризующейся почти столь же длительными рядами исторических наблюдений.

Особой и весьма обширной задачей является рассмотрение с тех же позиций территории России и, прежде всего её европейской части, где сосредоточено большинство населения. В гл. 8 намечены некоторые пути решения этой задачи, разумеется, не исчерпывающие всех ее аспектов. Показано, что в истории формирования славян и русской государственности выделяются те же рубежи и

переломные кризисные эпохи, которые определили многовековую ритмичность климата, тектонической активности и общественного развития Восточной Ойкумены. Проанализированы (в первом приближении) также особенности проявления активной тектоники на Восточно-Европейской платформе. Оказалось, что несмотря на вялые перемещения и отсутствие сильных землетрясений тектонически активные зоны отчасти предопределили заложение крупных городов и, возможно, продолжают местами оказывать до сих пор патогенное воздействие на население и биоту. Рассмотрены также перспективы перехода России к устойчивому развитию, для которого страна сохранила благоприятные стартовые позиции. Это позволяет смотреть в будущее с оптимизмом.

SUMMARY

INTRODUCTION

Presently, scientists, politicians and mass media discuss diverse problems of geo-ecology, a discipline studying relationships of human societies and the environment. The main emphasis is placed on the environmental changes caused by economic activity and specific repercussions these changes have for individuals and societies. In the meantime, the influence of the nature itself is paid much less attention. This book specifically addresses the problem of influence of geodynamic processes on the development and present state of the humanity. The geodynamic processes, understood as those caused by endogenous activity of the Earth, include active tectonics, seismicity and volcanism. Climatic changes are discussed as well, since certain paragenetic links have been established for high-frequency climatic and tectonic variations.

The book demonstrates that both individual human communities, and the society as a whole behave as complex dissipative systems (as understood by I. Prigogine [Пригожин, Стенгерс, 1986]) of interaction between not only social, political, economic, and technological developments, but also endogenous and climatic environmental processes. A systematic approach to the estimation of the role natural processes play in the development of a society may, in our view, help to avoid lapsing into «geodynamic determinism».

We have limited our studies of influence of natural events on individuals and society both in time (the final stage of human history characterized by rise and evolution of productive economy, and civilized societies) and in space (history of societies in the central part of the Alpine-Himalayan orogenic belt and its surroundings). In the ancient time, the region we consider was known as Eastern Oykumena; it gave birth to the earliest productive economies and first civilizations. It encompassed a territory stretching from Egypt, Greece and Black Sea coasts in the west up to India and Central Asia in the east.

The goals and tasks of our studies determined the need for an integrated analysis and correlation of data of Quaternary geology, neotectonics, seismology, volcanology, climatology, hydrology, as well as history, archaeology, biology, and medicine. Such a multi-disciplinary approach requires some terminological explanations. «Active tectonics» and «active fault» are meant to understand tectonic manifestations that take place now and are expected in near future. For the studied region, we use these terms referring to tectonic events of the Late Pleistocene and Holocene, i.e., the last 100–150 thousand years [Трифонов, 1983; Trifonov, Machette, 1993]. To estimate recent activity in stable regions, like the East European platform, we also ought to take into account Middle Pleistocene events (within the last 700 thousand years).

The meaning of “civilization” in this work is two-fold. In a general sense, we use it to define a society development stage opposed to the preceding stage of primitive savagery. A civilization is based on a productive economy that precedes all other civilization attributes and represents a pre-requisite for the latter. In a narrower sense, civilization is understood as «a socio-cultural community formed on the basis of universal, i.e., supra-local values reflected in global religions, morality systems, law, and art» [Сравнительное изучение..., 1999, p. 25]. This understanding means that civilizations can, in particular, differ in social relations. Although today's globalization of economy and infrastructure draws civilizations together, differences between them remain.

The Holocene is assumed to last for 10 thousands years. It is subdivided into Early (Boreal), Middle (Atlantic and Sub-Boreal), and Late (Sub-Atlantic) Holocene with boundaries set respectively at 8–7,7 ka BP (early 6th millennium BC), 5–4.6 ka BP (the first half of the 3rd millennium BC), and 2,5 ka BP (middle of the 1st millennium BC) [Нейштадт, 1985].

In this book, we mostly use age estimates derived by historical (preferably, «high chronology» approach), archaeological and radiocarbon dating methods. Estimating the age of soil horizons by the radiocarbon method, we consider the time span of their formation with due regard to the fact that top soil layer contemporary with a natural, or technological impact is randomly preserved in the section. As the soil layer preserving on top can be hundreds or even thousand years older than the considered impact, it can be used merely to constrain the earliest possible age of the latter.

Chapters 1 to 4 (Part I) examine influence of individual natural processes on social development in the following order: *Climatic Changes and Associated Oceanic Level Variations, Active Tectonics, Strong Seismicity, and Volcanism*. Chapters 5–8 (Part II) devote to interaction between natural and social processes. Principles of such interaction are discussed in Chapter 5. In Chapter 6, we base on our studies of the Armenian Upland testsite to describe a relationship between natural and social processes in detail. Chapter 7 presents some results from the studies of specific *nature-society* complex systems. Sources and social repercussions of the Late Holocene fluctuations of the Caspian Sea and Black Sea levels are discussed. Correlation between changes of climate and geodynamic activity and the largest social-political crises during the Middle and Late Holocene is carried out. Grounds are provided in support of the orbital-astronomic regulation of the synchronous climatic and seismotectonic variations with a frequency from few years up to tens of thousand years. Chapter 8 addresses general regularities of *humanity-nature* interaction, problems of sustainable development considering effects of geodynamics and natural changes, and implications these regularities have had in the history and will have for the future of Russia. The supporting catalogues of new radiocarbon age estimates and strong earthquakes in the Eastern Oykymena are presented in Annexes 1 and 2.

The main part of this book was written by V.G. Trifonov and A.S. Karakhanian. E.R. Sen'ko and T.P. Ivanova had a leading role in writing Chapter 3 and Section 7,1, respectively. E.R. Sen'ko and V.N. Balassanian helped to compile the *Catalogue of Strong Earthquakes in the Region*. A. Avagyan, R. Agamirzoev, J. Adjemian, O. Azizbekian, D.M. Bachmanov, A. Bagdasaryan, M.S. Bayraktutan, A. Chatzipetros, Yu. El-Hair, P.V. Florensky, F. Jamaly, M. Khademi, Kh. Hessami, D. Khondkarian, M.L. Kopp, A.I. Kozhurin, V.K. Kuchay, V.I. Makarov, I. Mariolakos, S. Pavlides, E.A. Rogozhin, T. Zaza, L.M. Rastsvetaev, S.F. Skobelev, and E. Vittori participated in the field works that provided findings used in this book. Field trips to Israel and China were organized by I. Carch and A. Mart, and Prof. Ding Guoyu, respectively. The radiocarbon dating of collected samples was conducted by L.D. Sulerzhitsky (Geological Institute of the Russian Academy of Sciences). Kh.A. Arslanov conducted *U-Th* dating of Pleistocene shells from the Zagros, and experts from the Museum of Ancient History in Tehran estimated the age of samples by the thermoluminescent method. P. Avetissian, R. Badaljan and A. Piliposyan (Armenia) and Kh. Salibi (Syria) characterized the collected samples of ceramics. E.M. Vangenheim identified the collected fossil mammalia and their images in petroglyphs. Consultations and recommendations of Yu.G. Leonov, V.M. Masson, E.E. Milanovsky, S.N. Roerich, D.V. Rundquist, A.L. Yanshin, N.N. Vorontsov, E.A. Lyapunova, R.T. Jrbashyan, A.E. Dodonov, V.I. Zhegallo, K.Kh. Kushnareva, Yu.A. Lavrushin, D.V. Lopatin, K.S. Losev, A.A. Nikonov, S. Stiros, S.K. Tatevian, V.I. Ulomov, V.N. Kholodov, A.L. Chepalyga, N.M. Chumakov, and S.S. Shults, Jr. were extremely useful. E. Abgaryan helped to translate the *Summary* and S.S. Arakelian, D.M. Bachmanov, S.V. Oskolkova and R.V. Trifonov helped to illustrate the book. The authors are grateful to all these persons.

Part I

NATURAL PROCESSES INFLUENCING DEVELOPMENT OF CIVILIZATIONS

Chapter 1

CLIMATIC CHANGES AND ASSOCIATED OCEAN LEVEL VARIATIONS

1.1. Climatic changes in Eastern Europe in the Late Pleistocene and the Holocene

The last glaciation in Europe (often referred to as Wurm, Valdai, or Visla glaciation), was preceded by the Mikulino interglacial period that started about 130 ka BP. By that time, the average January temperature in Central Russia was higher and precipitation was more abundant than now. The previous deglaciation caused transgressions in the north (Boreal) and in the south (Karangat in the Azov-Black Sea basin and Khazar in the Caspian). The Early and Late Valdai glacial epochs and the Middle Valdai interstadial are differentiated within the Valdai glaciation period. The Early Valdai lasted from 90–70 ka till 47–48 ka BP, the Middle Valdai from 47–48 ka till 24 ka BP, and the Late Valdai from 24 ka till 10 ka BP. The Late Valdai glaciation was the most inclement time for the whole Pleistocene. The glaciation had two centers: Scandinavian and Novaya Zemlya. For a short period (no more than 4 ka) at the peak of glaciation, the glacial tongue was reaching the Valdai Height. Study of a layer with a ^{14}C -measured age of 17460 ± 10 yr in the Western Dvina River yielded estimates of average January and July temperatures that are respectively 10–14 °C and 2–3 °C lower than the respective values today. The margin of permafrost lowered to 49–50° N [Пазвитие..., 1993].

The peak of the Late Valdai glaciation was immediately followed by deglaciation interrupted with episodes of glacier advance. The Holocene started with warming that was more pronounced in the south-west of the Russian Plain [Klimanov, 1995; Изменение..., 1999]. The last half of *Atlantics*, referred to as the *Atlantic Optimum* (4–3 ka BC), was the warmest time in Eastern Europe and other regions of Northern Eurasia. The start of the Sub-Boreal period was marked by considerable cooling and drying of the climate, followed by the next warming. At that stage, temperatures were higher than those observed presently, but lower than those of the *Atlantic Optimum*. In the Sub-Atlantic period the climate was, for a greater part, similar to the one observed today, with the climatic optimum in the Middle Age (about 1000 AD, the *Vikings' Epoch*) and the *Lesser Scandinavian Glaciation* (16th–19th centuries, peak at the 17th century AD) standing out against this background. During the glaciation, temperatures were lower compared to the today's values by 2–3 °C in the northwest of the plain, and by 1–2 °C south of 50° N. The analysis of climate during the last glacial and post-glacial epochs reveals that cooling and warming correlated with drying and moistening, respectively. During the stages of cooling, values of temperature drop were greater in winter, while the stages of warming were characterized by higher rise of summer temperatures. For the *Atlantic Optimum* the correlation between warming and moistening was established everywhere, but it was more pronounced in the north of the Russian Plain.

1.2. Climatic changes in the Eastern Oykumena and surrounding areas during the Late Pleistocene and the Holocene

1.2.1. Plains in Kazakhstan and the Middle Asia. There was general synchronism of climate changes in this region and in Eastern Europe during the Late Pleistocene and the Holocene. Palynology of the Mikulino interglacial in the northwest of Kazakhstan is attributed to a forest-steppe type. During that pluvial time, the Amu-Darya River fell into the Caspian Sea and later formed three deltas in the Southern Aral area. The Zeravshan River

reached the Amy-Darya. The Tedjen and Murgab deltas were located northwards of their recent location and from time to time these rivers became tributaries of the Amy-Darya. Dry vegetation of steppe and cryogenic structures were typical for the main stage of the last glaciation (20–18 ka BP) in the northwestern Kazakhstan. Climate in the Middle Asia became dry and cool. Supply of water to the southern and eastern Aral region decreased. In the eastern Caspian region, the average annual temperature was 4,5 °C lower than today [Развитие..., 1993].

Humidification of climate in the Middle Asia started in the end of the Late Pleistocene. The *Atlantic Optimum* manifested itself in general humidification, which, at least in places, was accompanied by slight decrease of summer temperatures and appearance of hygrophilous and arboreal plants, including broad-leaved species. Drying of the climate in the first half of the 2nd millennium BC changed to certain humidification in the end of it. The subsequent aridization was interrupted by epochs of relative humidification in the second half of the 1st millennium BC and in the 10th–15th centuries AD in particular. The latter could be accompanied by certain decrease of temperatures (2–2,5 °C of the annual average values) in the 13th–14th centuries. The changes of climate settings through the Holocene were reflected in the history of the *Amu-Darya-Aral-Sarykamysh-Uzboi-Caspian* system. The level of Aral was always higher than the level of the Caspian. The flow of Amu-Darya through Sarighamish to the Caspian began not until a +55 m level was reached (the highest point of Uzboi near Mount Kughenek). By the changes of flow in the Middle and Late Holocene history of this system, it is possible to identify phases of humidification (*Atlantic Optimum*, the second half of the 1st millennium BC– early 1st millennium AD; 11th – early 16th centuries) and aridization (the first half of the 2nd millennium and, perhaps, 8th–7th centuries BC, 3rd–10th centuries AD.) In the meantime, within some periods the Amu-Darya River discharged the largest part of its water either to Aral, or to Sarykamysh and Uzboi. Most probably, this was determined by tectonic events (see Chapter 5.)

1.2.2. Mountains in Central Asia and the northwestern Hindustan. The early stage of the Late Pleistocene was characterized by warm climate. Manifestations of the earlier Late Pleistocene glaciation are represented in the Pamirs and Tien Shan. During the epoch, corresponding to the Middle Valday (Wurm), warm and humid climate was predominant in Central Asian mountains and in adjacent parts of Hindustan. The last Late Pleistocene glaciation, corresponding (perhaps, with a delay in some areas) to the Late Valday glaciation, was accompanied by cooling and general aridization. The latter was caused by the Central Asian baric maximum and reduction of influence of the Indian Ocean monsoons because of the tectonic uplift of the mountains, particularly the Himalayas and Tibet. The southern slopes of the Himalayas and the northwestern Hindustan were not taken up by cooling, but aridization was significant there.

Warming in Boreal, and, in places, pre-Boreal, occurred against preservation of relatively dry conditions. The humidification of the climate covered the Outer Himalayas and the northwestern Hindustan. Almost everywhere, manifestations of the climatic optimum included increase of either temperatures, or humidity, or both. The north of Tibet was the only cold and dry area. Warming and humidification in most of the mountainous systems lasted from the second half of the 6th till the middle of the 2nd millennium BC with its peak around the 3rd millennium BC. The warming then changed to cooling and aridization. In the Indus Valley and in the NW of Hindustan, climatic optimum of the 6th – early 2nd millennia BC was later followed by aridization about 1800 BC.

In the mountains, glaciers appeared and grew again in the Sub-Atlantic period, being, nevertheless, considerably inferior to the glaciers of the Late Pleistocene. Peaks of glaciation corresponded approximately to a period about 1000 BC and the 17th–19th centuries AD. In Northern India, relative improvement of climate conditions against the background of incipient aridization took place late in the 1st millennium BC and in the first half of the 1st millennium AD; the conditions worsened in the second half of the 1st millennium AD and improved relatively in the first half of the 2nd millennium (the Sub-Atlantic Optimum, or *Vikings'*

Epoch). The climate again became worse in the 16th–19th centuries, which corresponds to the *Lesser Scandinavian Glaciation*.

1.2.3. The Caucasus and Iran. In the Caucasus, the Late Pleistocene began with a warm and humid interglacial period. This was followed with a two-stage glaciation in the Caucasus and other high mountains, setting in cold and arid climate [Развитие..., 1993; Саядян, 1985]. Certain humidification was recorded for the interstadial. In a periglacial area, drastic aridization in the second glacial phase manifested itself everywhere, including the Red Sea, while cooling of that period was more pronounced in latitudes farther to the north. Lake Van was under considerable transgression, which, however, could be caused by tectonic motions and volcanism.

Deglaciation and associated gradual warming and humidification started in different places at different time [Мурзаева, 1991; Развитие..., 1993; Ван Зейст, Боттема, 1985; Саядян, 1985; Taviani, 1995]. In the Eastern Tran-Caucasus and Northwestern Zagros, these changes became evident as early as 14 ka BP, when the Persian Gulf and the Red Sea still had the dry climate of the glacial epoch. The warming continued in the Boreal, accompanied by humidification everywhere except of the Black Sea slope of the Northwestern Caucasus and, possibly, Lake Van region. Warm and humid conditions continued to exist during the Atlantic period, and in places became even more pronounced. Transgressions of the Black Sea and the Caspian Sea took place that time. Favorable conditions in some areas (Northwestern Caucasus, Northwestern Zagros, Urmiye Lake and Persian Gulf regions) lasted till the end of the Atlantic, but in other areas they changed in the second half of the period. Early in the Sub-Boreal, temperatures and precipitation start to decline slightly in the Northwestern Caucasus and in the Van region, although in the latter the climate kept to be highly humid due to reduced evaporation loss. In the same period, glaciers in the Greater Caucasus moved. The climate in the Persian Gulf region became more arid in the Sub-Boreal, while in the Sub-Atlantic it humidified slightly. Climatic conditions approached the today's pattern as early as in the Sub-Boreal, or later in this region. However, there were episodes of relative cooling and humidification in the 10th century BC (Sevan, Van and Sistan), 1st–2nd centuries AD (Sevan, Sistan) and 16th–19th centuries AD (the Gagry Ridge and Sevan), which were almost coincident with the time of glacier motions in the Caucasus and partly in Taurus.

1.2.4. The Eastern Mediterranean Region. Climatic changes in the last glacial and post-glacial epochs were complex and varied from area to area. The epoch of Late Valdai glaciation was characterized by considerable aridity almost everywhere. Relatively pluvial conditions set in since 18 ka BP in Israel only [Horowitz, 1979, 1987]. Detailed palynological studies and radiocarbon estimations of ages for this area indicate [Leroi-Gourhan, Darmon, 1987] that initially surges of humidification were, however, comparatively minor, but reached a more noticeable rate around 14,5–11 ka BP and particularly within 10,3–9,5 ka BP (Fig. 1). A similar pattern, although with specific deviations, can be inferred for other places as well, although the scales and start times of the humidification were different. Relatively low in the southern Anatolia (10–8 ka BP), the rate of humidification was higher in Lebanon and Western Syria (since 11 ka and particularly 10 ka BP) and in Central and Northern Anatolia (since 13 and particularly 10 ka BP). In Northern Africa, the humidification began 10 ka BP and reached its maximum 8 ka BP [Petit-Maire, 1992].

Later changes developed also differently. In Northern Africa, humidity peaks corresponded to 9–7 ka and 5,9–4,9 ka BP, and were followed with aridisation. In Israel, in contrast, most part of the Early and Middle Holocene was arid. There were a few surges of subsequent humidification related to certain cooling about 5 ka, 3,5–3 ka, and about 2 ka BP, again followed by aridization [Мурзаева, 1991; Issar, 1996]. Aridization in the Early Holocene was less pronounced in Lebanon and Western Syria, since climate conditions were milder there. As a result of extended period of the Early-to-Middle Holocene aridity in Southern Anatolia, present-day humid conditions had set in there only about 3 ka BP, while in an area northward, the humidification reached its peak at about 7 ka BP with aridization signs showing up 5 ka BP.

1.3. Climate and development of the earliest agriculture in the Eastern Oykumena

1.3.1. General remarks. Synchronism between the spread of Late Paleolithic, Mesolithic and Neolithic cultures and favorable climate conditions, and, on the contrary, between culture degradation up to settlement interruption signs and unfavorable climate, has been established for various parts of Eastern Oykumena. The origination of agriculture and domestication of animals were critical steps in the human history, often defined as *Neolithic Revolution*. This important event is related to the very beginning of the Holocene and to the area of so-called «Fertile Crescent» that represents a north-convex arc bounding the Arabian plate and including Israel, Lebanon, the western Syria, the southeastern Turkey, the northern Iraq, and the western Iran (Fig. 2). A.J. Toynbee [Тойнби, 1991: Russian version of «A Study of History», 1934–1961] developed the *challenge-and-response* concept, which suggests that the change to agriculture was a response of early hunters and collectors to the abrupt aridization concurrently with melting of Late Pleistocene glaciers. Our opinion is that the situation was right the opposite: agriculture originated during relatively humid phases. We will try to prove this.

1.3.2. Palestine, Lebanon, and Syria. In Israel and adjacent part of Jordan, the Mesolithic *Kebarien* was changed by *Natoufien*, a Late Mesolithic culture, in late 11th–early 10th millennia BC. Settlements of this culture were excavated in Jerico, Einan (Ain Mellaha) and Beida. The artifacts attest to intense collecting of wild eatable plants and, perhaps, to the first, but never developed attempts of their reproduction. The beginning of *Natoufien* corresponded to moderate humidification (Fig. 1), which was later followed by aridization, a possible cause of stagnation in the *Natoufien* culture. A major step towards agriculture was made during the following epoch of the pre-ceramic Neolithic, along with significant humidification in the second half of the 9th and first half of the 8th millennia BC. Wheat and barley were cultivated side by side with collecting wild plants and hunting [Мелларт, 1982] (Table 1). Jerico became a big settlement (Fig. 3 and 4). In Lebanon and the northwestern Syria, cultivation of cereals started in the 9th–8th millennia BC, again concurrently with humidification (Fig. 5).

1.3.3. In Southern Anatolia, the climate of Early Holocene was relatively dry, but probably more humid than in the Late Pleistocene. Evidence of the onset of agriculture was found in Layer V in Hajilar (the 8th millennium BC) [Мелларт, 1982]. Moderate humidity and water streams in the Konya Valley enabled agriculture without irrigation, and a large settlement of Chatal-Huyuk flourished there in the second half of the 8th – first half of the 7th millennia BC [Мелларт, 1982] (Fig. 6). The economy of the settlement was based on versatile agricultural activities, cattle-breeding and hunting.

1.3.4. In the Inner Zagros, humidification started in the 10th millennium BC. The earliest signs of sheep domestication were found in the lower layer of the settlement of Zavi-Chemi (about 11 ka BC) in the north-west part of the region. Evidence of intense collecting of wild plants and, possibly, of agricultural activity was found in the higher layers of Zavi-Chemi and in the adjacent Shanidar cave. More evident signs of agriculture and domestication of sheep and dog were found in the lower layers of the settlement of Jarmo dated back to early 7th millennium BC. In Gandj-Dere, a settlement located to the southeast, evidences of wheat and barley cultivation were dated back approximately to the boundary of the 9th and 8th millennia BC. Ceramics of the oldest age was found in a layer located a little up from this [Антонова, 1982]. In Huzistan, a period of non-irrigative agriculture and domestication of goat continued till the middle of the 6th millennium BC and was changed later by a period of irrigative agriculture and domestication of cow.

1.3.5. Plains and low hills of the Northern Mesopotamia remained dry longer than the rest of considered areas. The region included some areas with temporary streams. An agricultural settlement of Jebel Magsalia (8th–7th millennia BC) situated in one of such areas was, probably, founded by migrants from a more humid region. Manifestations of irrigative agriculture are attributed to the Samarra culture epoch (6th millennium BC).

All these data indicate that humidification, often associated with certain warming, was one of the most important factors for generation of agriculture in the *Fertile Crescent* (Fig. 5). Agricultural technology originally developed at foot-hills and within intra-mountain basins, where no irrigation was required for agriculture. At a later stage, agricultural evolution led to the discovery of irrigation; irrigative system spread into Mesopotamia, where agriculture had not been productive without irrigation.

1.3.6. Early agriculture in the Eastern Oykumena beyond the «Fertile Crescent». Among other directions, early agriculture spread out of the *Fertile Crescent* to **Susianna and Southern Mesopotamia**. Irrigative agriculture and cattle-breeding arrived to this area in the second half of the 6th millennium BC. The early agricultural economy reached its peak in the Obeid culture, which developed from the second half of the 5th millennium BC, laying foundation for later rise of the first Sumerian city-states.

Foci of the earliest agriculture reached areas to the east of Zagros (Syalk) and spread further to the east along the Alborz into the **Southern Turkmenia**, where warm and rather humid climate settled early in the Atlantic period (7th millennium BC) along with superposition of the western cultural influence and domestic traditions was quite beneficial. The agricultural Jeitun culture formed here in the 6th millennium BC across a foothill plain, bounded from the southwest by the Main Copet Dagh fault zone [Массон, 1971]. The settlements were located near streams, which were then full-flowing all the year round. According to N.I. Vavilov [Вавилов, 1965], wild ancestors of cultivated wheat belonged to the Iranian-Afghan group. Meat food was provided by hunting and cattle-breeding, and the share of the latter was increasing in time. The earliest signs of domestication of goats in the southeastern Caspian region were found in the Mesolithic layers of the 7th millennium BC. Mostly, or entirely, cattle-breeding was the basis for transition to productive economy in other regions of the **Middle Asia** [Массон, 1971].

The first signs of agriculture and cattle breeding in the **Trans-Caucasus** were recorded in the *Shulaveri-Shomutepeh* culture, belonging to the ceramic Neolithic (the second half of the 7th – early 5th millennia BC) [Кушнарева, 1993]. Absence of signs of any transitional Mesolithic, or Early Neolithic cultures may indicate that a period of rather cool and dry climate retarded the advent of productive economy, which formed not earlier than in the Atlantic optimum under the influence of the *Fertile Crescent* cultures.

The rise of agricultural and cattle-breeding cultures in the **southeastern Europe** is dated back to the 6th, or, perhaps, late 7th millennium BC. The earliest evidence found in Macedonia and Thessaly is attributed to the Pre-ceramic period, and attests to cultural influence, or even direct migration of the Anatolian population into the region [Мелларт, 1982]. An important fact is that wild ancestors of small cattle and some species of cultivated cereals have not been found in Greece, and stem from Anatolia. Macedonian cultural achievements spread both to the south (Thessaly and Central Greece) and to the north, into Bulgaria and further up to the Carpathians. In a short term, transition to the productive economy spread over a large forest-steppe area of the Middle and Eastern Europe, characterized by the culture of linear-band ceramics. The spread of agricultural practice is proved by finds of seeds of soft wheat, spelt, and peas; bones of domestic cows, pigs, sheep, and goats have been found, too. Quick transition to the new economy system may indicate that aborigines had been ready to adopt it and that climatic conditions of the Atlantic Optimum also favored the transition.

Manifestations of the culture of linear-band ceramics have been found in the **Northern Black Sea region** up to the valleys of the Prut River and the Dnieper River in the east. The Bug-Dniester culture with signs of agriculture formed side by side to it in the 6th millennium BC [Даниленко, 1969]. Likeness of the ceramics proves the Macedonian and finally Anatolian influence. Presence of wild bull and boar inhabiting the Northern Black Sea region conditioned the important role of cattle breeding [Массон, 1971]. Pig in Crimea and cow in the Lower Dnieper area were domesticated as early as in the pre-ceramic period. Cattle's share in the meat food was increasing throughout the period and become particularly large in the Ceramic Neolithic epoch (the 5th millennium BC). Cattle-breeding became the economic

base of the *Sura-Dnieper* culture. Tribes of the *Dnieper-Donets* culture, which inhabited the forest-steppe and forest zones of the Upper Dnieper area and Belarus mastered cattle-breeding as well.

Domestication of horse was an important step in the development of cattle-breeding in the Northern Black Sea region. Evidences indicating presence of domestic horses were found on the right bank of the Dnieper River, in the settlement of Dereivka dated to the second half of the 4th millennium BC [Бибикова, 1967]. Horse breeding is associated with the Chalcolithic *Srednestogovskaya* culture of the second half of the 4th – early 3rd millennium BC. It had formed on the basis of the *Sura-Dnieper* and *Dnieper-Donets* cultures (the 5th – first half of the 4th millennia BC), when the first attempts of horse domestication could take place. Anyway, the cult of a horse-head sceptre as a sign of power began to spread across the steppe between the Middle Danube and Volga Rivers since the second half of the 4th millennium BC; it manifested the origination of a cavalry [Клейн, 1990].

Most of ancient settlements in the valley of Nile, whose population intensively practiced the collecting, are related to the 13th–12th millennia BC [Заблоцка, 1989]. However, they never turned to agriculture, which possibly could be explained by the lack of a necessary set of wild plant species and adequate climate conditions. During the last glaciation epoch, climate in Northern Africa was arid and rather cold. Humidification started in the 8th millennium BC; in the 7th–6th millennia occasional rains changed to more regular watering. In favorable areas, population turned to intensive collecting, which facilitated and increased stability of settlements [Barich, 1995]. It is probable that even since then residents of those settlements domesticated sheep and made their first attempts to keep agriculture. However, definitive transition to a productive economy system was again retarded, quite likely due to certain aridization in the 5th millennium BC, which changed to a new humidification period late in the 5th and in the 4th millennia BC. *Fayum A* settlement is related right to this period, at the boundary of the 5th and 4th millennia BC. The population was engaged in pig, goat, sheep, and, may be, cattle breeding, hunting, and collecting, and started to grow barley, wheat and flax, although that growing was still playing a secondary role. First stable settlements in Delta appeared about that time, or a little later, and were probably also based on cattle breeding. The earliest evidence of productive economy in the Nile valley was found in the *Badara* culture, dated to the early 4th millennium BC [Заблоцка, 1989]. It was rather an agricultural, than a cattle-breeding culture. That stage peaked at the *Gherze* culture (late 4th millennium BC) that spread all over Egypt. The progress in irrigative agriculture, trades, ideology and social relations the culture achieved, pre-determined creation of the Ancient Egyptian state.

Therefore, the productive economy of Egypt formed at a relatively late stage, and was probably a product of interaction and eventually merge of cultures native of African regions located southerly that inhabited the Nile valley, on one hand, and semi-nomadic hunters, collectors, and early stock-breeders of the southern near-Mediterranean area, on the other hand. Plants and animals were, at least partly, adopted from Western Asia. Therefore, it is not improbable that immigrants from this area contributed to the formation of productive economy in Egypt.

1.3.7. Climatic effects in the later development of agriculture. Here, we consider just a few typical examples (see detailed discussion of the problem in Section 7.3). After a gap in the Chalcolithic, which was coincident with an arid phase, an Earlier Bronze Age culture began to develop in Jerico since about 3200 BC, during the humid phase of 3,5–2,3 ka BC [Issar, 1996; Marchetti, Nigro, 1997a, b]. Later decay of this town, as well as of other Palestinian towns in 2,3–2,0 ka BC was concurrent to a phase of abrupt aridization. A new epoch of activity is recorded in the Middle Bronze Age (2,0–1,55 ka BC) in parallel with humidification, the main phase of which is dated to 1,5–0,8 ka BC. Although it is possible to suggest that such humidification could provoke the Exodus of Jews from Egypt to Palestine, it was the time when Jerico lost its significance, which was not restored until the humid Hellenic-Roman period [Issar, 1996].

The Chalcolithic *Cucuteni-Tripolie* culture formed in the south of Ukraine, and in Moldova and Romania in the second half of the 5th millennium BC (the humid and warm Atlantic period). That was the peak of early agriculture and cattle breeding development in the region. Fast degradation of the *Tripolie* culture in the second half of the 3rd millennium BC coincided with cooling early in the Sub-Boreal period. The considered climatic change influenced development of an agricultural *Kura-Arax* culture that formed in the Trans-Caucasus in the middle of the 4th millennium BC (Section 6.1). Since the second half of the 3rd millennium BC, the Kura-Araks population had concentrated in large river valleys, occupied high foot-hills and intra-mountain valleys, and migrated to the southwest (Eastern Anatolia, Syria, and Palestine) and to the southeast (the northwestern Iran). In the same period, crisis-ridden Sumerian towns-states were conquered by the Western Semitic tribes led by Sargon the Akkadean (2371–2316 BC).

A humid period in the plain along the northeastern foot of Copet Dagħ started in the 7th millennium BC and continued till early 2nd millennium BC; correspondingly, the earliest agricultural culture of *Jeitun* covered an area spreading up to the Pra-Tedjen valley during the Chalcolithic and the Bronze Age. Later aridization dried up the Tedjen valley and determined degradation and final elimination of these cultures in the second half of the 2nd millennium BC. The next bloom of agriculture in the Middle Asia in the antique epoch again corresponded to a humid phase. In the 6th century BC – 2nd century AD, the area of irrigated lands in the Aral water system reached 3,5–4 million ha [Толстов, 1962; Андрианов, 1991]. Subsequent aridization since the end of the 1st millennium BC reached its peak in the 3rd–5th centuries AD and caused economic degradation, which facilitated the Arabic conquest.

The next phase of humidification in the 11th–15th centuries BC was accompanied by a slight decrease of temperature and determined a new prime of agriculture, growth of existing towns and foundation of new ones. The area of irrigated lands was restored to its antique period size [Клиге и др., 1998]. Such favorable climate facilitated even the fast recovery of destruction caused by the Mongolian conquest and Timur's wars. Stagnation, taking in the Middle Asia states from the second half of the 16th and, particularly, from the 17th century AD, corresponded to the aridization during the Lesser Scandinavian glaciation epoch.

Humidification in the northwestern India and in adjacent areas within 3–1,8 ka BC promoted the rise of *Harappa* civilization, while subsequent aridization in many regions of Central, Eastern and Southern Asia caused degradation of the civilization, and led to its total elimination 2 to 3 centuries later. Arriving to the northwestern India, Aryans found only local relicts of the civilization near the oceanic coast and in areas farther to the south of the sub-continent. The next humid phase in the northern India settled in the last centuries BC (early centuries AD and favored development of the states of the classical period in the Indian history, namely, the kingdoms of *Mauri*, *Sungas*, *Satavayana*, *Kushan*, and *Gupta*; later aridization in the 5th–9th centuries was the time of considerable social and economic degradation.

1.4. Ocean level changes

1.4.1. The background of sea level variations in the Holocene. A correlation between the sea level rise in the late glacial and post-glacial time and intensity of thawed water influx into the ocean (Fig. 7) indicates that deglaciation was the main factor of the sea level rise. The total magnitude of the post-glacial rise is estimated at 120 ± 50 m, with most estimates falling between 100 and 130 m [Природные условия..., 1986; Селиванов, 1996]. The greatest peak of ocean rise rates coincided with the time of the most intensive deglaciation in Fennoscandia and North America (the middle of the 10th millennium BC), while the second peak was at about 7 ka BC (Fig. 7). Although at a decreasing rate, the rise continued till the middle of the 5th millennium BC and in a later period. The studies of the Japan Sea and Okhotsk Sea coasts indicate that during the Atlantic optimum the World ocean level could be 2–3 m higher than now [Изменение..., 1999]. This can be explained by quick destruction of

a part of the West Antarctic glaciers at 6–7 ka BP [Hughes, 1987]. The ocean level became more or less stable in the second half of the 4th millennium BC (Fig. 8) and its later variations were minor; they partly coincided with the epochs of warming and could result from changes of volumes of the Antarctic and Greenland glaciers.

1.4.2. Generation of the Sumerian civilization and the legend about the Deluge in correlation with the postglacial rise of sea level. The familiar biblical narration about the Deluge can be traced back to Akkadian sources, where its most comprehensive description is found in the *Story about Atrakhasis* and in *Gilgamesh Epics* [Гильгемеш, 1919; Я откроею тебе..., 1981]. These in turn stem from a preserved version of a Sumerian prototype [От начала начал, 1997] dated back to the rule of *Khamourapi* (1792–1750 BC), but representing, most probably, a more ancient source. According to the Sumerian-Akkadian version, supreme divinities and, first of all, *Ellile (Bel, Sumerian Enlille)* decided to destroy the humankind with a flood, but *Eah*, the god of water and wisdom (equivalent of Sumerian Enki) warned *Atrakhasis*, a king, priest and a righteous man (*Uotnapshitim, Sumerian Ziusoudra*) and instructed him how to build an ark, where he saved his kin, and domestic and wild animals. The flood lasted for 7 days. The high waters covered the Mesopotamian lowlands up to mountain spurs in the northeastern edge, where the uncontrolled vessel was washed ashore Mount Nizir (Nitsir).

We interpret the layer of silt discovered by L. Wulley [Вулли, 1961] during the excavation in Uor (the Euphrates) as flood deposits. The layer covers *Obeid* culture horizons dated back to the second half of the 5th millennium BC, which contain moulded ceramics, without any signs of copper, and are overlain by the *Uruk* culture layers of the 4th millennium BC that contain ceramics prepared with a potter's wheel. Tablets with ancient letters found in upper layers are dated approximately to 3000 BC. Therefore, the flood occurred early in the 4th millennium BC against the background of fast rising level of the World Ocean and, correspondingly, of the Persian Gulf. As follows from the Sumerian-Akkadian legends, that extreme rise during the Flood could be caused by a combination of thundershowers with a surge of gulf water generated by a south gale-force wind. Direction of the wind is attested to by the leeway of the ark that moved to the north of the town of *Shourouppak* toward Mount Nizir [Фрейзер, 1989].

The mentioned natural phenomena were important for the formation of both the Sumerian ethnos, and ancient Sumerian city-states. Not later than early in the 4th millennium BC Sumerians appeared in the Lower Mesopotamia. The analysis of archaeological and linguistic data and Sumerian legends indicates that their ethnos comprised two sources: one of them is Iranian (the *Khadji Mohamed* culture) [Мелларт, 1982; Заблоцка, 1989]. Representatives of the other source could have migrated from the south, from the part of the Mesopotamian foredeep that appeared under the rising waters of the Persian Gulf and was later overlain with prograded delta deposits of the Tigris and Euphrates Rivers. Archaeological artifacts found on the gulf coasts are similar to the *Eredou* culture in the Lower Mesopotamia and can bear witness to this source. The Sumerian tradition of building temples on platforms can be traced back to this culture; most likely, it was originally intended to protect temples against floods, but later transformed into building ziggurats. Migration forced by the surge of water could serve the basis for the Lost Paradise legend, which precedes the Flood story in the Sumerian-Akkadian texts likewise in the Bible.

The efficiency of irrigative measures increased and the system of ancient Sumerian civilization city-states formed by late 4th century BC, after the sea level became relatively stable [D. Kennet, J. Kennet, 1996]. The largest cities of *Uorok, Uor, Lagish*, and *N'girsu* were located in estuaries and served seaports and international trade centers of the considered period. Later on, the intensity of sedimentation has exceeded the scale of eustatic variations and tectonic subsidence of the piedmont basin, so that today ruins of these cities are 300 km far from the gulf.

Most of ancient peoples' legends about the Flood were evoked by local disasters of actually later period. Among the others, the ancient Indian and ancient Greek legends take spe-

cial place [Фрейзер, 1989]. Indo-Aryans could adopt the ancient Indian legends from earlier dravid inhabitants of India, who kept sustainable relations with Mesopotamia at the time of the Harappan civilization. The second legend (the myth about Deucalion) most probably reflects the effects of the Great Minoan eruption on Santorini (see Section 4.4), including tsunami that covered the Attic part of Greece during a severe earthquake, which preceded the eruption, or heavy showers during the eruption itself.

Chapter 2

ACTIVE TECTONICS

2.1. Tectonic zones and their neotectonic evolution

Orographic variety of the central part of the Alpine-Himalayan belt is determined by heterogeneity of the alpine tectonics and neotectonic (Oligocene–Quaternary) manifestations (Fig. 9) [Трифонов, 1999]. They control characteristics and pattern of active faulting. Such heterogeneity of the alpine tectonics depends on the longitudinal and transverse zoning. The longitudinal zoning reflects certain distinct features of interaction between the southern Gondwanian plates (the Indian, the Arabian, and the African) and the Eurasian plate. The main of these features is that some fragments of the north-drifting southern plates broke off and started to move quicker than others, so the axis of spreading of the Tethys ocean jumped onto the rear of the fragments. In recent geological transverse sections (from the south to the north) these changes has manifested themselves in a sequence of neo-, meso-, and paleo-Tethys sutures, and corresponding adjoining zones of island arcs, or active continental margins. They all have been more or less renewed by neotectonic movements. As the drifting southern plates were rotating around a western pole, structural manifestations of the drift, including the neotectonic features, were increasingly more pronounced in the eastern direction [Трифонов и др., 2002].

The considered tectonic zones developed under compression and underwent essential transverse shortening that lasted during a part of, or, in some zones, throughout the neotectonic epoch. It started 40–50 million years ago, when the neo-Tethys had been closed and collision had taken in the most part of the Alpine-Himalayan belt. In the Pamir-Himalayan segment, the belt represents an asymmetric bilateral orogen, the north-northeastern flank of which is extended compared to the opposite one. Tectonic zones of the belt form a sequence of tectonic nappes, whose ages are successively younger both to the north and to the south of the neo-Tethys suture [Трифонов, 1983]. Such sequential rejuvenation of deformation is less evident in the Arabian-Iranian segment, where the belt is narrower. Manifestations of the neotectonic compression include folds, thrusts and strike-slip faults not only in the sedimentary cover, but also in the basement. The progressive folding and thrusting in the basement have resulted in general uplift of the area.

The discussed region includes the Adria-Aegean (the eastern part), Arabian-Iranian, and Pamir-Himalayan segments of the Alpine-Himalayan belt [Трифонов и др., 2002]. The segments are bordered from the west by weakly bent systems of NNE-trending left-lateral faults that continue into the southern plates and one way or another join the Middle Indian rift system. The boundary between the Adria-Aegean and Arabian-Iranian segments is represented by the Levant sinistral fault zone that is continued by the East Anatolian sinistral zone to the northeast. The Levant zone joins with the Red Sea rift. The recent boundary between the Arabian-Iranian and Pamir-Himalayan segments is represented by a sinistral fault system, the main features of which are the Chaman fault and the Darvaz segment of the Darvaz-Alai zone. The Chaman fault continues to the south with a row of smaller en échelon faults [Wellman, 1966; Tapponnier, Molnar, 1979; Nakata et al., 1991] that are farther continued by the Owen fault to the Indian ocean. The considered transverse fault zones (particularly in the NE-trending parts) have a compression component of motion which reflects in reverse, or thrust offsets and parallel folds. In the meantime, the transverse zones are characterized by en

échelon structure with pull-apart basins forming between some of the segments. They are most typical for the Levant zone (the Aqaba, Dead Sea, Tiberian, and El-Gaab basins), and are identified in the Darvaz fault zone also (the Kokcha basin).

Generally, active structures within the segments strike from the northwest to the southeast with characteristic bends. The southern margin of the central part of each segment forms a gentle arc, bent to the southwest. The northern corner of each segment is rounded by Cenozoic tectonic zones arranged to form a syntaxis represented by an arc convex to the north. The main syntaxes are the Lesser Caucasus and Punjab-Pamir, having common structural features. Their western flanks are formed by sinistral fault zones along the segment boundaries. Dextral active faults strike along the northeastern sides of the syntaxes. The dextral faults stretch farther to the southeast, where they are replaced by active thrust-and-fold zones bending to the southwest. The main syntaxes are areas, where the general north-northeastern drift of the southern plates locally transforms into the northern drift. Smaller syntaxes are identified in the eastern parts of each segment, including the Rhodos syntaxis between the Crete-Hellen and the Cyprus arcs, the Oman syntaxis between Zagros and Makran (the Aladagh-Benalud arc to the north of the Lut block is formed by its drift) and the Assam syntaxis to the east of the Himalayas.

On the northeastern flanks of the southern plates, tectonics depends on the features of the Earth's crust. Recent subduction combined with counter thrusting of the northern side takes place in the Crete-Hellen and Cyprus arcs, where the southern plate has the suboceanic crust [Трифонов, 1999]. In the Himalayas and Zagros, the continental Indian and Arabian plates plunge under the crustal structures of the belt gently because of relatively small average density of rocks. Although the sedimentary cover of the foredeep has little, or no contribution to the underthrusting, it is detached and deformed independently of the basement, forming active thrusts and folds clearly pronounced in the topography. In Zagros, this process is promoted by the presence of a Late Precambrian evaporate formation in the lowermost section of the cover. The age of thrusting and folding in Zagros has been determined by paleomagnetic dating of coarse molassa [Бачманов и др., 2000]. These data indicate that both the folding, and the subsequent local thrusting and detachment covered a foredeep area in front of the Main Zagros underthrust. After that area was folded entirely, local detachments joined into a single detachment zone and the area was uplifted. The folding and associated processes propagated into an adjacent area further to the southwest from the Main underthrust. Eventually it led to the formation of several zones with progressively younger ages of folding, detachment and uplift from the Late Miocene up to the recent time. These zones of different age have different features of active tectonics. Active reverse and strike-slip faults are discordant relative to the folded structure in the older zone (the High Zagros). Active tectonics of the intermediate zone (the Lesser Zagros) indicates recent continuation of folding, thrusting and development of a marginal flexure, marking detachment propagation boundary. In the Coastal zone, the most distant from the Main underthrust, we observe only local active folds, which represent the initial stage of the process. Similar process is manifested in the Himalayan Foredeep by rejuvenation of course molassa to the south from the underthrust [Yeats, 1986].

Deformation and displacements on the southern flanks of the Alpine-Himalayan belt by no means compensate the drift of the southern plates. By a mechanism of *bulldozing*, their motion is, to a considerable extent, transmitted to the northern parts of the belt [Трифонов, 1999], mainly transforming into active offsets and deformation in boundaries of microplates and crustal blocks and partly realizing as intrablock deformation. As intensity of the deformation decreases from the south to the north and northeast, the style of active tectonics changes accordingly from combination of faults and folds to faults solely. According to the general increase of deformation from the west to the east of the belt, the *bulldozing* occupies large areas in the Central and Eastern Asia, being limited only by Iran in the Arabian-Iranian segment, and covers narrower zones to the west of it. The bulldozing is combined with squeezing of rocks out of the syntaxes, which represent areas of maximum compression. This

determines the predominance of strike-slip motion over thrusting and reverse displacements on active faults in the *bulldozing* areas. Considering the rheological conditions of the continental crust, we explain such predominance of strike-slip motions on active faults in the Alpine-Himalayan belt by the fact that this sense of motion consumes less energy than movements on thrusts, reverse and even normal faults [Trifonov, 2000].

2.2. Active faults in the Pamir-Himalayan region and Central Asia

The region includes the Pamir-Himalayan segment and adjoining structures in Afghanistan and Pakistan that belong to the Arabian-Iranian segment (Fig. 10). Active faults in the structural bounds of the Panjab-Pamir syntaxis play an important role here. Actually, the western boundary of the syntaxis is the boundary between the Arabian-Iranian and Pamir-Himalayan segments, represented by a sinistral fault system, the main features of which are the Chaman fault and the Darvaz segment of the Darvaz-Alai zone. An average slip rate in the Late Quaternary reaches 10 to 15 mm/year [Трифонов, 1983] (Fig. 11). In the E NE-trending Alai segment of the Darvaz-Alai zone, sinistral slip transforms into thrusting. Along the two fault branches, the slip rate reaches 10 to 12 mm/year [Nikonov et al., 1983, 1984]. On the northeastern boundary of the syntaxis, an average rate of the Late Quaternary dextral motion (V_{LQ}) on the Pamir-Karakorum fault reaches 27–35 mm/year [Liu et al., 1991]. It transforms partly into transverse shortening on the Boundary and Frontal thrust zones in the Himalayas ($V_{LQ} = 15–25$ mm/year [Valdiya, 1986]) and partly into dextral slip on the east-trending en echelon fault system ($V_{LQ} = 10–20$ mm/year [Armijo et al., 1986; Armijo, Tapponnier, 1989; Molnar, Deng Qidong, 1984]) that strikes along the southern Tibet up to the Red River dextral fault in the East. There are NNE-trending grabens (the Yadong-Gulu is the largest) between the en échelon system and the Himalayan active thrusts.

Active zones with combined trust and dextral components of motion are identified to the west of the syntaxis. They are the Surkhob-Iliak zone [Трифонов, 1983] and Chormak-Andarab and Herat zones [Wellman, 1966; Tapponnier et al., 1981; Трифонов и др., 2002]. In the Tien Shan and Dzhungarian Alatau, north of the syntaxis, WSW-trending active thrusts [Абдрахматов, 1995; Курскеев, Тимуш, 1987] combine with the NW-trending dextral faults, including the Talas-Fergana fault (V_{LQ} increases from 5 mm/year in the SE up to 15 mm/year in the NW; Fig. 12 [Trifonov et al., 1992]) and the Dzhungarian Fault ($V_{LD} = 5$ mm/year [Трифонов и др., 2002]).

To the east and NE of the syntaxis, major east-trending sinistral strike-slip zones have been identified in the western China [Ding Guoyu, 1984; Atlas..., 1989], Mongolia [Трифонов, 1985; Трифонов, Макаров, 1988] and in the southwestern part of the Baikal rift system [Лыкина, 1988]. They are the Annimaqing (Kunlun) ($V_{LQ} = 1–10$ mm/year), Altyn-Tagh ($V_{LQ} = 7–9$ mm/year), Gobi-Altai ($V_{LQ} = 6–9$ mm/year; Fig. 14), Khangay ($V_{LQ} = 8–10$ mm/year), Baikal-Mondinsky ($V_Q = 1,5–2$ mm/year), and Tunka (V_{LQ} is up to 4,5 mm/year) zones. Eastwards, the system of sinistral faults on the northern flank of Tibet bends first to the SE (the Xianshuihe zone and Changma-Kilian zone of $V_{LQ} = 5–20$ mm/yr and $V_{LQ} = 4–6$ mm/yr, respectively) and then to the south (the Anning, Zemuhe and Xiaojiang Faults of total V_{LQ} up to 10 mm/yr) [Ding Guoyu, 1984; Molnar, Deng Qidong, 1984; Atlas..., 1989; Allen et al., 1991]. In the western Mongolia, the Gobi-Altai and Khangay sinistral zones join with a NNW-trending dextral system, including the Ertai ($V_{LQ} = 4–12$ mm/yr) [Ding Guoyu, 1984; Molnar, Deng Qidong, 1984; Shi Jianbang et al., 1984], Kobdo ($V_{LQ} = 4–5$ mm/yr; Fig. 13), and Bidje ($V_{LQ} = 2–2,5$ mm/yr) faults [Трифонов, Макаров, 1988].

2.3. Active faults in the Arabian-Caucasus region

The Levant and East Anatolian fault zones form the western boundary of the Arabian-Lesser Caucasus syntaxis (Fig. 15, 19–21). An average rate of the Late Quaternary slip reaches 7,5 mm/yr in the southern (Israel) segment of the Levant zone [Zak, Freund, 1965], but

decreases to 5–6 mm/yr in the northern (Syrian) segment [Трифонов и др., 1991], where the motion is partly accommodated on the Roum fault along the continental slope [Трифонов, 1999]. The same rates are typical for the East Anatolian zone [Saroglu et al., 1992a], which joins the Pambak-Sevan-Khonarassar Fault Zone in the Lesser Caucasus, forming the North Armenian arc of active faults. Inside the North Armenia arc, there is the second and steeper arc defined by the Akhurian fault in the west and the Garni fault zone in the east (Fig. 23). To the north of the North Armenian arc, on both slopes of the Great Caucasus (mostly on its southwestern slope) longitudinal active thrusts combine with dextral faults trending to the NNW (Fig. 25). In the northwestern Caucasus, this system is complicated by transverse normal faults.

Two systems of active faults form the northeastern side of the syntaxis. The Pambak-Sevan-Khanarassar fault zone in Armenia represents one of these systems (Fig. 22), where dextral component of the motion exceeds the reverse one repeatedly and reaches 4–5 mm/yr [Trifonov, Karakhanian, Kozhurin, 1994]. The southeastern termination of the Khanarassar fault is continued by the North Tabriz fault (Fig. 24) [Berberian, 1976; Trifonov, Karakhanian et al., 1996]. As a result of bending of its strike to the ESE, the reverse component increases. Fragments of the system under discussion are identified southeastwards, behind the Zagros, where similar regularity is established: reverse, or thrust component of motion increases along with fault bending to the east relative to the general southeastern trend.

The second system follows the Arabian plate boundary. In the northern part, it is represented by the southeastern segment of the North Anatolian dextral fault zone with an average rate of motion of about 9 mm/yr [Saroglu, 1988]. The Main Recent fault of Zagros branches out of it to the SE [Tchalenko, Braud, 1974]. Predominantly, it is also a right-lateral fault with $V_{LQ} = 5\text{--}10$ mm/yr [Trifonov, Hessami, Janali, 1996]. The main southeastern continuation of this fault is represented by the arched Dena fault, striking to the south and characterized mostly by dextral displacements; southward it bends to the SE, where thrusting and associated folding predominate on its branches. From the Dena fault, the Kazerun-Borazjan (Fig. 16, 17) and Kareh Bas (Fig. 18) dextral zones branch off to the south [Бачманов и др., 2000]. The Kazerun-Borazjan zone (with $V_Q = 5$ mm/yr of an average rate of the Quaternary motion) continues in the southern direction in proportion with thrust and folded active zones branching out of it to the SE. The Kareh Bas zone strikes to the south with predominance of dextral component of motion. Southerly, the zone forms several step-like bends to the SE, and these southeastern segments are characterized by thrusting. Finally, it turns to the SE forming a flexure-thrust zone with uplifted northeastern side. The described faults demonstrate dependence of sense of motion on the fault strike. In the meantime, the system of right-lateral faults is not straight as a whole: it trends to the ESE in the northern part (the North Anatolian zone), then turns to the SE (the Main Recent fault) and finally to the south (the Dena, Kazerun-Borazjan and Kareh Bas faults).

The boundary strike-slip zones converge on the northern flanks of the syntaxes. Along with an expectable increase of compression component, behavior of the strike-slip component of motion in this area is particularly noteworthy. The north-trending Levant zone continues by the NE-trending East Anatolian zone. The latter bends to the east and joins with the Pambak-Sevan-Khanarassar fault zone (that bends to the west) at an angle of only 17° , and both zones keep strike-slip sense of motion up to the junction [Trifonov, Karakhanian, Kozhurin, 1994]. A similar sharp angle between sinistral and dextral faults has been described by A.S. Karakhanian in the Doruneh fault zone to the north of the Lut block in Iran.

From its intersection with the East Anatolian zone, the North Anatolian dextral fault zone continues to the NW and to the west up to the Sea of Marmara, and borders the Anatolian plate from the north [Saroglu et al., 1992b]. An average rate of the Quaternary dextral motion on the North Anatolian zone reaches 13–15 mm/yr in the central part, and 15–20 mm/yr in its eastern and western terminations [Trifonov, Karakhanian, Kozhurin, 1994]. According to the GPS data, 20%–30% of the additional dextral deformation is distributed across a 100-km-

wide band around the fault zone and the total rate of the counter-clockwise rotation of the Anatolian plate is up to 24 mm/yr [McClusky et al., 2000].

East-trending faults with sinistral component of motion play a significant role in active tectonics of the northern Iran (Fig. 26–28). These faults include the Dast-e Bayaz, Doruneh, Mosha ($V_{LQ} = 2\text{--}3$ mm/year), and Ipak ($V_{LQ} = 1\text{--}1,5$ mm/year) faults and the rupture zone of the Rutbar 1990 earthquake in Alborz. The associated major north-trending dextral faults (the Jabbar, Nalband, Ravar, and Kuh Banan) predominate in southern areas of Iran [Wellman, 1966; Tchalenko, Ambraseys, 1970; Tchalenko, Berberian, 1975; Mohajer-Ashjai et al., 1975; Berberian, 1976, 1977; Berberian et al., 1992; Trifonov, Karakhanian et al., 1996].

In Copet Dagh, the dominant active structure is the NW-trending Main Copet Dagh fault zone (Fig. 29). To the west, the zone is continued en échelon by the Isak-Cheleken and Apsheon-Threshold zones. Dextral component of motion on the Main Copet Dagh fault zone is several times as great as the reverse one, and reaches 2 mm/yr. Weaker manifestations of active faulting have been identified in the South Aral area of the Turanian plate, where four fault zones join. One of these faults is the NW-trending Central Ustiurt fault [Nikonov, Sholokhov, 1996] that is continued en echelon to the SE by the Northern Border fault of the Bukhara step [Пинхасов, 1884]. The Amu Darya fault can be traced to the NNW up to their junction [Гохберг и др., 1988] and continues northerly by en echelon arrangement of faults near the Amu Darya mouth and in the Aral sea. Small vertical offsets are characteristic of all these faults. Dextral and sinistral components have been recorded on the Central Ustiurt fault and the Amu Darya fault, respectively.

2.4. Active faults in the Aegean region

The western termination of the North Anatolian fault zone forms several branches, the northern of which is continued en échelon by the North Aegean fault. The pull-apart basin of the Marmara Sea is situated at the junction of these faults. Seismological data allow estimating the dextral slip rate on the North Aegean fault as 6 to 24 mm/yr [Papazachos, Kiratzi, 1996]. Southwards from it, both of the coastal areas of the Aegean Sea are ruptured by numerous active normal faults (Fig. 30). Striking mostly to the WSW in Turkey, and to WNW in Greece, these faults represent fragments of several arcs convex to the south [Seismotectonic map..., 1989; Saroglu et al., 1992b]. The largest normal faults in Greece form the Thermopylae-Atalanti zone, for which Stiros and Rondoyanni [1985] suggest an average rate of vertical movements of $V_{LQ} = 0,8\text{--}1,4$ mm/yr and the Corinthian Gulf zone, where, by seismological data, extension rate comprises 0,8 mm/yr (Tselentis, Makropoulos, 1986).

According to the GPS data, rates of the south-southwestern drift of the Aegean Sea islands comprise about 30 mm/yr, which is by 5 to 7 mm/yr greater than the rate for which the counter-clockwise rotation of the Anatolian plate could be responsible [McClusky et al., 2000]. This additional extension of the Aegean basin manifests itself in normal faulting. We explain this by an influence of a mantle diapir [Трифонов, 1999]. The drift produces thrusting on the Crete-Hellen arc, combined with the subduction of the African plate at rates of 5–7 mm/yr. Therefore, the rate of total transverse shortening of the arc exceeds 35 mm/yr. Seismological data indicate that the rate of shortening is 30 mm/yr in some parts of the arc [Papazachos, Kiratzi, 1996]. Its northern side is uplifted at a rate of about 3 mm/yr [Papadopoulos, 1989; Jackson, McKenzie, 1988].

2.5. Active faults as environmental factor

2.5.1. Influence of active faults on human environment. Publications addressing seismic hazard active fault zones may cause are numerous. Ground shaking, tsunamis and liquefaction are the most commonly cited effects of active faulting and related strong seismicity; each of these phenomena can destroy housing and kill people. In the meantime, many other active faulting effects also deserve detailed examination. Among most important factors to consider is specific land surface topography determined by active fault movements (Fig. 31,

32). In tectonically active regions, such as the Alpine-Himalayan belt, wide-spread active faults have created numerous relatively steep slopes, linear depressions, closed or semi-closed basins, etc. Since ancient time, local population has used these and other landscape features as areas convenient for agriculture, or as routes for migration facilitating communication between different groups of people, or as natural barriers impeding free passage from one area to another.

Faults and fault zones, and active ones in particular, can serve channels for vertical migration of different chemical elements. It is suggested that such migration can be accompanied by various geochemical anomalies, or in some way change otherwise regular distribution of the elements in grounds, soils, surface or ground waters [Trifonov, 1997]. Some of the evidences in support of this suggestion were obtained in 1988, during the *Tien Shan-Intercosmos-88* experiment [Трифонов, Макаров, 1989]. Variable magnetic and electrical conductivity anomalies were detected in active fault zones of the region. A.V. Abdullaev measured abnormally high contents of mercury and radon above the Chon-Kurchak active thrust in the northern Tien Shan, and the Talas-Fergana dextral active fault in the central Tien-Shan (Fig. 33). The most convincing results were obtained for the Surkhob-Ilyak boundary fault zone between the Tien Shan and Pamirs: lucerne in fields crossed by the fault zone contains about three times higher concentrations of Mn, As, Zr, Nb and other heavy metals than lucerne studied further from the zone does (Table 2) [Лукина и др., 1991].

A profile across the Spitak 1988 earthquake fault in the northern Armenia studied several years after the earthquake has provided more versatile data. At the same profile locations, concentrations of several elements were measured in rocks, soil and plants (Fig. 34–36). The recorded concentration variations partly reflect different composition of bedrock on the fault sides: the northern uplifted fault side contains the Meso-Tethys ophiolites, while the southern fault side is composed mostly of the Upper Cretaceous carbonates. The contents of Mg and Fe are higher on the northern side, while the content of Ca is relatively larger on the southern side. These differences are, however, less distinct (and even indistinguishable for Ca) in soils and plants. Concentrations of some elements demonstrate a tendency to increase toward the fault zone and then to drop suddenly within tens of meters from its plane (Na, Mn, Co, Se, Ga and a more gentle curve for Fe and Ti). The shortage of Co decreases from rocks to soils, and that of Na and Si increases in plants. In the meantime, contents of Mg and Ca measured closer to the fault are lower in rocks and soils within the fault zone, but increase in plants. Measurements of V contents provide a reverse pattern. Therefore, fracturing and water circulation along the fault zone may be suggested as main factors controlling variations of chemical elements in the studied area.

Some negative ions may penetrate into fault zones together with deep-source fluids. Higher concentrations of Cl^- and SO_4^{2-} were recorded in bottom sediments of Lake Sevan (Armenia) along the trace of the Khanarassar active fault zone (Fig. 37). Intensive CH_4 emission was established in lake areas above this and some other active faults. Certain correlation between weak seismicity and amount of plankton in the lake waters shows significance of the fault activity for biota (Fig. 39–41) [Karakhianian et al., 2001]. Perhaps, the anomalies described above will help to explain how active faulting can influence biota and human health (Fig. 38, 42).

N.N. Vorontsov and E.A. Lyapunova [1984] pointed out that potential influence of active faults on living organisms can be traced even on a chromosomal level. They studied chromosomal characteristics of fossorial rodents of the *Ellobius talpinus* superspecies. The range of this super-species covers an area from the southern Ukraine up to the northern China and from the Kara-Kum desert up to the western Siberia. The two allopatric karyomorphs representing the super-species are *E. talpinus s. str.* ($2n = NF = 54$) in the west and *E. tancrei* ($2n = 54$; $NF = 56$) in the east. Near the Surkhob-Ilyak active fault zone in the Pamirs-Tien Shan boundary, the *E. talpinus* super-species shows an uniquely wide chromosomal variability with the constant $NF = 56$: 24 karyomorphs with $2n = 31$ – 54 were identified there (Fig. 43). N.N. Vorontsov suggested this could be a step toward formation of a new species.

Such chromosomal variability could result from a saltational genetic mutation and the subsequent period of divergence and fast fixation of the changes.

Similar Robertsonian variation was established for mole-rats *Microspalax leucodon* in active fault zones of Bulgaria, Yugoslavia and Turkey, and for *M. ehrenbergi* in the Levant fault zone. The house mouse *Mus musculus* (stable karyotype is $2n = NF = 40$) demonstrated chromosomal variations near active zones in Italy [Capanna, 1980]; the same phenomenon was established for sub-alpine voles *Pitymys daghestanicus* in the Transcaucasus, particularly near the Khanarassar active fault zone [Ляпунова и др., 1988]. A mutant form of Y-chromosome and some other chromosome anomalies were found among voles inhabiting active fault zones in the southern Italy, Yugoslavia, the Tien Shan, the Altai, the south of the Baikal rift, Kunashir and Shikotan islands of the Kuriles, Hokkaido, Honsu, and the northern Andes. High chromosomal variability was recorded for pocket gophers near active fault zones in the states of California, Oregon and Washington [Vorontsov, Lyapunova, 1984]. A.S. Karakhanian found that concentration of endemic plant species near active zones in Armenia may be interpreted as a mutation effect (Fig. 44).

2.5.2. Importance of active faulting for the generation of early agriculture in the Eastern Oykumena. Influences of active faulting on human life and social development are primarily related to its being the source of strong earthquakes and such accompanying phenomena as ground deformation, landslides, and, sometimes, volcanism. However, active faulting has been a natural source for not only disasters. Fig. 2 shows active faults of the Eastern Mediterranean and the Middle East and the archaeological sites with evidence of early agriculture dated back to the second part of the 9th and 8th millennia BC [Мелларт, 1982]. These sites are all (except of Chatal Huyuk in Turkey) located near active fault zones, or in basins bounded by active anticlines with blind thrusts in cores. Good soils in suitable fields, sources of water and seed material for planting, as prerequisites of agriculture, could be associated with active tectonism. Active faults formed steep-slope bounds surrounding intermountain basins and foredeeps with springs and fertile soils on alluvium. The ridges uplifting all around delayed the western cyclones and facilitated raining in the basins. All of the considered early agriculture sites were located in the regions, where wild ancestors of cultivated plants spread widely [Вавилов, 1965]. Within such regions, N.I. Vavilov distinguished several areas, where a large number of different species and forms of eatable plants grew concurrently. These areas fell within or close to the active fault zones that may have been sources of mutation effects. It helped early farmers to find most productive plants.

Therefore, active faulting is accompanied by a variety geophysical and hydro-geochemical anomalies that can contribute to suppression of the biota, including cultivated plants, to appearance of specific human diseases, or wider distribution of other illnesses, depending on the geodynamic, geophysical and geochemical features of the fault zones. On the other hand, the neotectonic development of fault zones created specific landscapes rich in underground water sources and suitable for settlements and agriculture, especially in arid regions of Asia. Despite threatening the biota and local populations, mutation effects accumulating in active fault zones promoted generation of early agriculture. All these features and effects of active faults should be taken into account when planning construction, land use, preventive health care measures, and population activities in particular areas.

Chapter 3

STRONG EARTHQUAKES

3.1. Catalogue of strong earthquakes in the Eastern Oykumena

The Catalogue of strong earthquakes in the region between 23–50°N and 15–80°E (Appendix 2) was compiled to study the seismic history of the Eastern Oykumena in the second part of Holocene. The Catalogue includes $M_S \geq 5,7$ events from 3200 BC till the end of the

20th century. For this compilation, we used published regional catalogues and earthquake descriptions provided in relevant publications. Moreover, we examined data on historical seismicity contained in some of Latin, Byzantine, Arabic, and Iranian sources and re-analyzed the Armenian chronicles in detail. To determine intensity and magnitude for historical earthquakes in Armenia, we compared descriptions of their damage with the pattern of destruction caused by the Spitak 1988 earthquake (Fig. 45–47). As a result, we identified previously unreported historical events and defined parameters for some other events with greater precision [Trifonov, Karakhanian, Assaturian, Ivanova, 1994; Караханян, 1999]. The Catalogue (Appendix 2) includes 2,911 earthquakes. Their parameters are grouped under 13 columns.

Column 1 – earthquake ID number.

Column 2 – sources of information. Numbered references for each earthquake are included in full in the list of references enclosed to the Catalogue.

Column 3 – earthquake year; «-» (minus) before the year means BC. A season of the earthquake is given, if it is known without more accurate definition (for example, in ID 379).

Column 4 – Earthquake month.

Column 5 – Day of a month.

Column 6 – Exact time (hours and minutes are separated with « ; »).

Column 7 – Latitude North (degrees and degree decimals).

Column 8 – Longitude East (degrees and degree decimals).

Column 9 – Magnitude value.

Column 10 – Magnitude type (usually M_S). Sign C shows the magnitude is calculated using macroseismic data.

Column 11 – Calculated earthquake energy in J.

Column 12 – Earthquake intensity by the MSK scale.

Column 13 – Hypocentral depth in km.

The selected base magnitude is M_S derived from surface waves and the one approaching in its size and sense to M_{LH} magnitude referred to in Russian catalogues. In case macroseismic data were used to estimate magnitudes we used the relationship suggested by N.V. Shebalin, that links earthquake intensity (I), magnitude (M) and focal depth (H):

$$I = 1,5 M - 3,5 \lg H + 3. \quad (1)$$

A part of the sources use M_b magnitude derived from body waves. To re-calculate M_b into M_S we used the formula of B. Bolt [Болт, 1981]:

$$M_b = 2,5 + 0,63 M_S \quad (2)$$

F.T. Aptekayev's formula was used for earthquake energy estimations:

$$E = 10^{(8,1 + 0,9098(M + 1,55))}. \quad (6)$$

3.2. Spatial and temporal variations of strong seismicity manifestations

3.2.1. Tasks and methods of the study. Majority of strong earthquake foci in the region have been recorded within 20–30 km of the Upper crust. N.V. Shebalin [Шебалин и др., 1991] distinguishes diffused and concentrated seismicity. The concentrated seismicity is located in active fault zones [Ambraseys, 1970, 1988, 1989; Berberian, 1976, 1977; Дотдугев, 1986; Полякова, 1985; Ulomov et al., 1999; Ulomov, 2000; Shebalin et al., 2000; Trifonov, 2000] (Fig. 52). We studied variations of strong earthquake manifestations in time, including long-term variations for 5000 years (by grouping the earthquakes in 50-years intervals) and short-term variations for the 20th century (by grouping the earthquakes in 5-years intervals).

The first strong earthquakes documented in written can be dated to the first half of the 8th century BC. These early reports are represented by a well-known passage in the *Book of Prophet Zacharia* [Zach. 14 : 4–5], according to which the earthquake in Israel is dated to

about 760 BC, and its magnitude is estimated as $M_S \sim 7,3$ [Nur, 1991], and the Khorkhor cuneiform inscription of the Urartian king Arghishti the 1st (787–766 BC), that allows us to date an earthquake in the southern Lake Sevan area (Armenia) to 782 BC presumably, and estimate its magnitude by archaeoseismicity data at $M_S \sim 7,2$ (Sections 6.1.2 and 6.3.2). These written evidences are unique, considering that strong earthquake reports became more frequent only since the classic Greece epoch. Seismic events of the preceding period have been revealed by archaeo- and paleoseismological studies that provide known uncertain results, giving a selective characteristic of the studied region. Historical earthquake parameters have been estimated with a relative degree of certainty only if a sufficient amount of macro-seismic data is available.

As historical conditions can influence the accuracy of earthquake-related information records and their preservation, these shall be taken into account when assessing representativeness of the catalogue for individual parts of the region and for individual time intervals. To be certain in the important role of this factor we have correlated periods of growth and decline in the Byzantine Empire history [История Византии, 1967] with the numbers of strong earthquakes that were recorded in the same periods across the areas then under the cultural influence of the Empire. The areas include the Aegean, Greece, Anatolia, and Eastern Mediterranean. Although the results such correlation provided indicate no simple relation between historical conditions in the Empire and respective numbers of earthquakes recorded, there are grounds to suggest coincidence of stronger seismicity with political and economic decline periods, and potential contribution of earthquake effects to such decline, rather than assume a more consistent record of earthquakes during social stability stages (Fig. 48). The factor of earthquake record incompleteness can, apparently, affect analysis of seismicity variations in time if small areas are considered, but it becomes less sensible if we integrate the areas as shown in Fig. 48. Keeping this in mind, we limited our study of space-time distribution of strong earthquakes to a few selected large areas and zones that are, in the meantime, characterized by distinct seismotectonic conditions (Fig. 49):

1. The Carpathian-Balkans area;
2. The Eastern Mediterranean and adjacent part of Africa;
3. The Aegean, including Greece and adjacent part of Anatolia;
4. The North Anatolian zone;
5. The Levant and East Anatolian zone;
6. The Lesser Caucasus and Lower Koura basin;
7. The Great Caucasus;
8. The Zagros;
9. The Alborz and Ala Dagh;
10. The eastern Iran and Makran;
11. The Copet Dagh and Binalud;
12. The western surroundings of the Indian plate (Balujistan and the Indus basin);
13. The northern flank of the Indian plate (the Himalayas, Karakorum, Eastern Hindu Kush, Pamirs, Kunlun and adjacent parts of Tibet and Tarim);
14. The western Tien Shan, Afgan-Tadjik basin and adjacent part of the Turanian plate;
15. The southern Tien Shan and adjacent part of Tarim;
16. The central and northern Tien Shan.

The zones are joined into four provinces representing different segments of the Alpine-Himalayan belt. They are:

- I. The area of interaction of the African and Anatolian plates, and the European part of the Eurasian plate (Zones 1–3 and the western part of Zone 4);
- II. The western flank and the northern front of the area of interaction between the Arabian and Eurasian plates (Zones 5–7 and the eastern part of Zone 4);
- III. The northeastern part of the area of interaction between the Arabian and Eurasian plates (Zones 8–11);

IV. The western flank and the northern front of the area of interaction between the Indian and Eurasian plates (Zones 12–16).

Comparing the provinces and zones, and analyzing the seismicity time-series, we assumed that systematic earthquake record starts from the first 50 years' interval for which at least two seismic events are reported and more or less uninterrupted record of events is kept subsequently. In the Aegean, the onset of systematic record of earthquakes is dated to the second half of the 6th century BC, i.e., an early stage of the classic Ancient Greece. Later in the ancient epoch (second half of the 4th century BC), systematic record of earthquakes was started in the North-Anatolian zone and Eastern Mediterranean. In the region of Caucasus, systematic earthquake accounts first appear early in the Middle Age: in the middle of the 5th century and early in the 8th century for the Greater and the Lesser Caucasus, respectively. In Iran and Middle Asia oases, this record started during the period of the Baghdad Caliphate with its magnificent cultural traditions and high level of development in natural and exact sciences. In the Christian Carpathian-Balkan area the same process began since the 12th century. In the areas influenced by the Indian culture, systematic earthquake reports started not before the British authorities had created relevant survey in the middle of the 19th century; probably, the explanation is local mentality. In the same period, administrative authorities of the Russian Empire initiated a systematic record of earthquakes in the mountains of Tien Shan, Pamirs, and Tarim Basin.

3.2.2. Spatial distribution of strong seismicity. Fig. 50 shows distribution of total energy released in all strong ($M_S \geq 5,7$) earthquakes recorded in the region. Of the total energy released, almost 47% fell to Province I, little more than 23% to Province II, about 13% to Province III, and almost 18% to Province IV. Such distribution is, to a considerable extent, determined by the duration of systematic earthquake records. For Province IV, this factor is of particular importance, since in larger part of its area systematic records were started not before the middle of the 19th century. This tendency can be clearly demonstrated if distribution of the total energy released by strong earthquakes in the region is compared to the distribution of energy released in the 20th century (Fig. 51), for which shares per Provinces are different: the amount of energy released in Province IV increases up to 41,5%, in Provinces I and II it drops to 38,5% and 7%, respectively. The improvement is mostly due to the record of mantle earthquakes with hypocentral depth > 70 km. A greater part of such earthquakes are confined to the Pamirs-Hindoukoush seismic source area located in the NE of Zone 13 and in a neighboring part of Zone 14. Earthquakes with focal depths of >70 km are responsible for almost half of the total energy strong earthquakes in Province IV released in the 20th century, and for only 28% of this total in Province I; earthquakes of this depth range are rare in Provinces II and III. This may lead us to assume that with the same rate of record completeness for the pre-instrumental earthquakes, Province IV seismicity would not appear weaker than Province I. Such assumption is supported by tensor field calculations for the rates of recent deformation derived from active fault data [Трифонов и др., 2002; Trifonov et al., 1999].

3.2.3. Long-term variations of strong seismicity. Early phases of seismic activation can be constrained only hypothetically, from the results of paleo- and archaeo-seismological studies. Signs of strong earthquakes revealed in Provinces I–III (Zones 3, 5, 6 and 9) can be dated back to the middle of the 3rd millennium BC. Another identified earthquake occurred later, just before the Great Minoan eruption of Santorini (Section 4.4). The next supposed surge of seismicity in Provinces I and II is related to the second half of the 2nd millennium BC. Archaeoseismological data attest [Stiros, 1996] that strong earthquakes destroyed or severely damaged most of Achaean cities of Greece by the second half of the 13th century BC, which facilitated the success of invading Dorian and Thracian-Illyrian tribes and led to the fall of the Mycenaean culture (see Section 7.3).

The rhythm of seismic events in individual seismotectonic zones of the Eastern Mediterranean can be traced only from the middle of the 1st millennium BC. In Province I, such rhythm is determined by the distribution of earthquakes in time across Area 3 and Zone 4 (Fig. 53–58). Seismic activation phases coincided with the first half of the 4th centu-

ry BC, second half of the 3rd century BC (?), second half of the 1st century AD, second half of the 4th century, second half of the 6th century, first half of the 8th century (?), second half of the 10th century, first half of the 14th century, first half of the 16th century, second half of the 17th century, and second half of the 19th – first half of the 20th century. These phases repeated in about 200 years intervals, except of those involving the strong earthquakes of 365 and 1303 AD ($M_s = 8.0-8.3$), for which the preceding intervals increased to 300–350 years. Against this background, individual rare, but rather long epochs of active seismicity can be related to the periods from the second half of the 4th to the second half of the 6th centuries (the *Early Byzantine Paroxysm*) and from the second half of the 17th to early 20th century. Both were characterized by seismicity increase (considering improved record of earthquakes since the 18th, and particularly since the 20th century) and seismic activity peaks recorded in the beginning and in the end of each epoch. Although periods preceding these epochs each had a complex pattern with ups and downs in earthquake number and energy, the general tendency was on the increase.

In *Province II*, the number of earthquakes and amount of released energy are the greatest in Zone 5 (Fig. 59–61), where seismic activation intervals are estimated at 200–250 years, or, at a divisible value of 450–500 years. Similar activation periodicity is observed in Zone 4, but activity peaks in Zone 5 are shifted several decades ahead of the respective peaks in Zone 4 [Trifonov, Karakhanian, Assaturian, Ivanova, 1994]. In the meantime, the peak observed in Zone 5 late in the 9th century changes to a short-term decline followed with a rise reaching its maximum in the second half of the 12th – early 13th centuries, while maximum activity peak in Zone 4 falls to early 11th century, but seismicity indices in the 9th–10th and 12th – first half of the 13th centuries are low. The time-series of seismic phenomena in Province II (Fig. 56–58) reflects an integrated effect of all events that occurred there, but, for larger part, of those related to the most earthquake-prone zones of Levant-Eastern Anatolian-5 and the eastern part of the North-Anatolian-4, as well as to Zones 6 and 7. The Early Byzantine Paroxysm can be also identified in this Province, although it started earlier than in Province I (the 4th–5th centuries AD). Like in Province I, an epoch of activation in Province II coincides with the second half of the 17th – early 20th century, but activity peak here falls to the second half of the 19th century, i.e., again, it precedes the respective peak in Province I. The epoch of activation in the 11th–13th centuries peaks at the first half of the 12th century, while in Province I that was the time of activity decline.

In *Province III*, the time of seismic activity peaks varies zone to zone (Fig. 62 and 63). In some cases, such differences can be attributed to the wave of activation moving from the south to the north (the first half of the 9th century in Zone 8 – second half of the 9th century in Zone 9 – first half of the 10th century in Zone 11 and first half of the 12th century in Zone 8 – first half of the 13th century in Zone 11), although such correlation is not established for the rest of activity peaks. A characteristic common for most of the zones in this Province is almost total absence of any signs of the *Early Byzantine Paroxysm* along with the shift of the last activation epoch to the second half of the 20th century. Zone 11 (Copeth Dag), structurally linked with the Caucasus, has something in common with the western Provinces. The last activity peak in this Zone is related to late 19th century, followed with activity decline up to the end of the 20th century. This, as well as minor activity peak in Zones 8 and 11 in the second half of the 17th century, indicates synchronism of activity variations in all three Provinces. In the meantime, an epoch of activation in the Middle Ages, similar to the one established for Zone 5, can be noticed in Province III, particularly in Zagros. An integral seismicity pattern for Province III (Fig. 56–58) does not indicate clear periodicity, but 200–250 years' intervals between activity peaks are more frequent.

Analysis of earthquakes in *Province IV* (Fig. 64 and 65) can add little to the established regularities, considering that till the 19th century seismic events were recorded only in Zone 14 and in the north of Zone 13, that were under the cultural influence of the Iranian-Islamic world. The number of reported earthquakes was increasing steadily till the second half of the 19th century, mostly due to the accounts of mantle earthquakes with hypocentral

depths of > 70 km. In all zones (except of Zone 15) the amount of energy released in the first half of the 20th century is, however, the greatest.

Unified histograms based on integrated data for all four Provinces (Fig. 56–58) show several epochs of increased seismicity, each including a number of activity peaks. If we exclude the peak related to the specific event of the Great Minoan earthquake-eruption that happened probably between 1500 and 1550 BC (Section 4.4), it is possible to identify three 200–300 year-long epochs of activation (although with different individual rates of certainty considering changed completeness of earthquake record). As we do not consider the merely hypothetical activity epoch related to the middle of the 3rd millennium BC, these epochs are: the early second half of the 2nd millennium BC, the middle of the 1st millennium AD, and the end of the 17th century – early 20th century AD. Each of these epochs had two main activity peaks. The age of the second peak in the last epoch is different in individual Zones and Provinces. Its maximum in Provinces I and IV falls to the first half of the 20th century, while in Province II and Province III to the second half of the 19th and to the second half of the 20th centuries, respectively. Between these epochs, activity periods were recorded also in the 4th century BC and in the 12th – early 14th centuries AD. We attach less importance to these two, considering that the first one had relatively small values of seismic activation indices, and that the second period, the 12th – early 14th centuries AD, although releasing seismic energy in the amount commensurable to the same parameter of the *Early Byzantine Paroxysm*, was nevertheless characterized by lower level of activation, taking into account that the area covered by strong earthquake records had by the time increased essentially.

Against the background of described centuries-long fluctuations, more frequent changes occur as well: these are identified by alternation of peaks and declines in the number of earthquakes, just as in the amount of energy they release. Activation periods of 200–250 years, in a sense similar to seismic cycles defined by S.A. Fedotov [Федотов, 1968], are typical for individual zones. Despite certain asynchronicity by individual zones, the timing of these periods is smoothened at the regional scale and most often they take form of activity peaks recurring each 200–300 years.

3.2.4. Frequent variations of strong seismicity during the 20th century. Based on the *Catalogue of Strong Earthquakes* (Appendix 2), we analyzed distribution in time of the number of earthquakes and the amount of seismic energy they released during the second half of the 19th century and throughout the 20th century both for the region as a whole, and for its individual seismotectonic provinces and zones (Fig. 65–82). Our calculation of intervals separating neighboring seismic peaks reveals a regional-scale rhythm of seismic activation with a period of $10,5 \pm 2,5$ years for crustal ($H \leq 70$ km) and mantle ($H > 70$ km) earthquakes, similarly. Energy release by the crustal earthquakes in 1920–2000 demonstrates the most clear wave distribution with a period of about 12 years: its autocorrelation function coefficient is close to 0,8. In individual provinces and, even more so, in individual zones, seismic energy release rhythm is not that regular, although close time intervals between activation peaks are recorded in such cases as well.

3.3. Influence of strong earthquakes into the Eastern Oykumena population

Deaths and injuries, destruction of housing and other structures are the most tangible effects of strong earthquakes, and their rate has been always determined by a combination of natural and social factors. Apart of earthquake power and intensity, natural factors include climate conditions and seasonal variations, as well as time of the day, when earthquake occurs. Direct effects of earthquakes have been often added to by land surface deformation, landslides, rock-falls and mudflows, which led to additional damage and casualties, and rendered large agricultural lands unusable. Such effect has been enhanced by damage caused to irrigation systems, and by changes in hydrodynamics and hydrochemistry of underground waters. Seacoasts have been most vulnerable to deformation-related earthquake effects. Apart of population density in the epicentral area, affected society's standards of living, social security and

health care, its current state, cultural traditions and building practice are among the most important of the social factors. Therefore, in the sense of a disastrous event, earthquake is rather social than natural phenomenon.

Mechanical injuries are responsible for a greater part of damage caused to population's life and health during strong earthquakes. Dead-to-injured ratios vary in a wide range and approach about 1/3 on average [Келлер, Кувакин, 1998]. Severely wounded and slightly wounded numbers relate one to the other as 1 to 10 on average. Women, children and elders prevail among the dead and wounded. In addition to such direct loss, effects of fires, growth of infectious and noninfectious diseases, and psychological traumas have been always among important damage contributors. Most complete information about earthquake effects is related to the 20th century. Similar estimates for historical earthquakes and, in particular, for events studied by archae- and paleoseismological methods are much less exhaustive (Fig. 83). Information about casualties of not less than 5,000 is presented in Table 3. Even with its known incompleteness, the histogram of casualty rate distribution in time (Fig. 84) is to a first approximation comparable to the histograms of released seismic energy distribution. Therefore, this seismicity parameter can be used for a preliminary assessment of plausible seismic impacts on the life and activity of the affected population.

Our analysis of strong earthquake effects indicates that whatever strong single events have been they seldom represented the cause of substantial historical changes. A stable state on its rise managed to recover the damage caused by destruction, while human losses were compensated by migration and, with time, by natality. In a politically unstable state, or in one under excessive economic stress, a natural event of extreme character could disrupt the unstable equilibrium, and lead to irreversible changes at once, or later on. Most probably, the Great Minoan earthquake-eruption played such role for the Minoan state (Section 4.4). Similar situation was more clearly pronounced during the seizure of the city of *Behoura* (south-west of Lake Sevan) by Urartian troops of Arghishti the 1st early in the 8th century BC, and during the seizure of Ani by Turkish troops in 1064, when the siege force was much greater than that of the defenders and the natural disaster just speeded up the inevitable events (see Chapter 6).

Apparently, the century-long epochs of increasing number of earthquakes and their total energy had greater historical importance. Earthquake impacts of this kind facilitated the conquest of Greece by Dorian-Illyrian tribes in the 13th century BC. In a similar manner, the Early Byzantine Paroxysm in the middle of the 1st millennium AD aggravated social and economic difficulties, and complicated the military state in the Eastern Roman Empire. See detailed analysis of these events in Section 7.3.

Chapter 4 VOLCANISM

4.1. Manifestations of Holocene volcanism in the Eastern Oykumena

In the Eastern Oykumena, there are two main volcanic areas with the Holocene and present-day volcanoes. One of them is the volcanic zone of the Crete-Hellen arc in the southern part of the Aegean Sea. Of all the Holocene volcanoes in the zone, the scale of effects generated by eruptions of Santorini (Thera) is the largest. The second area is a discontinuous zone oriented transverse to the Alpine-Himalayan belt (Fig. 85). The zone strikes from the Levant fault zone in the Arabian plate up to Elbruz Mt. in the southern margin of the Eurasian plate and spreads into the inner part of the belt (Armenia and adjacent parts of Turkey and Iran). The zone can represent a thermal anomaly of mantle origin that is discordant relative to the crustal collision structures of the belt. Composition of the volcanic products depended on the composition of rocks in magmatic sources at depths of about 40 km. Local structures of the belt, controlling the centres of areal volcanism, were represented by extension zones in front of the thrust blocks, or in the pull-apart structures or accompanying strike-slip faults.

4.2. The Syunik Highlands in Armenia

4.2.1. Young geological formations and their age; archaeological dating. The Syunik pull-apart structure [Karakhanian et al., 1997] has formed in the Khanarassar dextral fault zone (Fig. 86). The Middle Eocene basaltic-andesite porphyrites, Neogene rhyolite-dacites, and Lower and Middle Pleistocene basaltic-andesite lavas have provided substrata for this structure, filled up by the Late Pleistocene and three generations of the Holocene basaltic-andesite lava (Fig. 87–89; Table 4). Moraines of the last glaciation cover the Late Pleistocene lavas, but are overlain with the Earlier Holocene ones. The two later generations of the Holocene lava overflowed an area of the Chalcolithic petroglyphs dated to the end of the 5th – early 4th millennia BC (Fig. 90 and 91). The upper age limit of the eruption of the third generation lava was dated by the age of a burial mound (3650–3350 BC) built using boulders of this lava. Thus, the second and third generations of the Holocene lava were erupted in the first half of the 4th millennium BC.

4.2.2. Tectonics of the Syunik structure. The Syunik pull-apart structure formed between the terminal parts of two en échelon segments of the Khanarassar dextral fault zone (Fig. 87). There is a component of subsidence associated with normal faulting on the western and eastern boundaries of the structure; nevertheless, the dextral slip component continues to be predominant not only on the terminations of the strike-slip fault zone segments, but even on the western and eastern boundaries of the structure. Dextral component of the slip diminishes southwards on the eastern boundary and increases on the western boundary, but the total slip remains the same as in the other parts of the Khanarassar zone. All of the Holocene and majority of the Late Pleistocene basaltic–andesite volcanoes are within, or on the boundaries of the pull-apart structure. The Holocene volcanoes form chains located either along the continuation of normal and normal-dextral faults, or along overstep zones of their en echelon segments, i.e., the volcanoes mark extension of the pull-apart structure.

4.2.3. Relationship of active faults and volcanism. In the considered area, seismic profiling by the refracted waves method detected two areas of seismic wave propagation anomalies at depths of 1,5–2 km, that were also identified by thermal anomalies (Fig. 87). One of these areas is just under the Holocene lava and the other is a little further to the northwest, in the Late Pleistocene margin of the Syunik structure. Perhaps, the anomalies are produced by a deep-seated source of warmed up and partly melted rocks. Faults of the structure bear signs of paleoseismic displacements (Fig. 92). One, or two strong earthquakes occurred in this area in the middle of Holocene, after the petroglyphs had been created. The earlier of these earthquakes is dated to 3960–3650 BC, i.e., it approximately coincided with the eruption of the second generation of the Holocene lava.

We suggest that the considered events could start with a strong seismic pulse that renewed the existing faults and created new ones. These faults reached the deep-seated thermal magmatic source and had served as channels for magma transport until the source was exhausted. A calm epoch that followed was interrupted by the next strong earthquake and eruption. There could be two pulses of such associated seismic and volcanic re-activation in the middle of Holocene.

The Syunik structure is of interest not only for this tectonic and probably seismic causality of volcanic eruptions; the Chalcolithic petroglyphs in the area can be hypothetically interpreted as evidence of the early arrival of the Indo-European cattle-breeder tribes to Armenia and, perhaps, to the Trans-Caucasus (Section 6.1.4).

4.3. Southwestern Syria

4.3.1. Location of Sodom and Gomorrah. The Bible provides controversial information concerning location of Sodom and Gomorrah. On one hand, it tells the cities were in the region of the Siddim Valley, «...where the Salt Sea is now,» [Genesis, 14 : 1–3], i.e., it was the southern part of the Dead Sea. On the other hand, to look at the destroyed cities «Abraham ...went to a place, where he stood in the face of God» [Genesis. 19:27], and that was a place

near Sikhem, the ruins of which were identified in Samaria, on the western bank of the Jordan River [Келлер, 1998]. According to the Bible, the Lord destroyed every living thing in Sodom and Gomorrah with fire and sulfur, and Abraham saw how «smoke was rising from the ground as a smoke from an oven» [Genesis. 19 : 28]. The Bible attests also that the neighboring Siegor was not affected. This evidence allows us to suggest volcanic eruption as the most probable cause of the described disaster, but if so, it could hardly happen in Sikhem, or in the Siddim Valley, since regional signs of eruption as young as the one supposed have been found only in the southwestern Syria and an adjacent part of Jordan.

4.3.2. Holocene volcanism in the southwestern Syria. To the south and to the SE of Damascus, fields of Pliocene-Quaternary basaltic lava and cinder stretch for a distance of 450 km [Geological Map..., 1964; Поникаров и др., 1968] (Fig. 93). In this areal volcanism, individual centres group to form chains, striking to the NW, and mark extension areas that branch from the active left-lateral strike-slip Levant Fault. The lava flow of *Kra* looks the most recent; it was erupted by a small volcano near the today's village of *Rdemet Ash-Shakhur* and spread for 32 km to the east and to the NE (Fig. 94). Terminal sections of this flow covered *Khirbet-Umbashi* and *Hebarie*, the remains of two settlements with mass accumulation of bones [Dubertret, Dunand, 1954–1955; Трифонов, Эль-Хаир, 1988]. In *Khirbet-Umbashi*, the bones soldered into the lava bottom and formed, along with other settlement remains, an upper *culture* horizon within the layer of carbonated pebble-stone and gravel occurring on the uneven surface of the Late Pleistocene lava (Fig. 95 and 96). Among the bones, those belonging to domestic animals and gazelles are prevailing. The radiocarbon age estimate for the bones is 2880–2460 BC, and ceramics found in these settlements was dated by H. Saliby to the second half of the 3rd millennium BC (Fig. 97). We suggest that the settlements and the animals perished from volcanic gases, and the lava coming later partly covered what had remained by that time. A necropolis located nearby contains numerous standard burials of the considered period, and most probably, it served the burial place for those who had not been covered with lava.

4.3.3. Correlation between the legend about destruction of Sodom and Gomorrah and the eruption of Kra. The biblical division of pastures between Abraham and Lot does not seem to be contrary to locating Sodom and Gomorrah in the south of Syria and to their suggested destruction by the lava flow from Kra.

«...Lot selected an area in the vicinity of Jordan; and Lot moved to the east ... and set up his marquees up to Sodom» [Genesis 13 : 11–12]

Evidence in support of this is contained in the texts of the 3rd millennium BC, found during the excavations of *Ebla (Tell Mardih)*, 30 km to the southwest of Aleppo, which mention both Abraham, and the cities of Sodom and Gomorrah lost in fire; however, the translation of these texts is still to be revised [Келлер, 1998]. In the meantime, assuming that the lost cities were in Syria (in contrary to what the Bible says), we would hardly explain how Lot could reach Siegor in few hours (a distance of about 200 km), and how Abraham could see what happened to the cities from a mountain. It is not impossible, that the legend about the destruction of Sodom and Gomorrah combines collective memories about two events. Actually located in the Dead Sea region, Sodom and Gomorrah were destroyed by a natural disaster, most probably, by a strong earthquake, but the fresh memory about two settlements perishing from a volcanic eruption caused the population to equate these two events, which strongly enhanced the didactic effect of the legend.

4.4. The Great Minoan eruption of the Santorini

4.4.1. Data on the Thera eruption. The Santorini (Thera) volcano is situated in the Crete-Hellen calcalkaline volcanic zone (Table 5; Fig. 98 and 99). Today, Santorini is represented by ruins of a caldera ring up to 13 km in diameter. According to the original views [Marinatos, 1939] the caldera formed during the Great Minoan eruption in the middle of the 2nd millennium BC. However, later studies proved the Great Minoan eruption just completed

formation of the caldera, which started about 21 ka BP (Fig. 100) [Sbrana, Vougioukalakis, 1996]. Therefore, estimates of actual volume and weight of eruptive material provided by the Great Minoan shall be essentially less than considered previously, although they still comprise considerably large figures.

S. Marinatos [1939] found ruins of a Minoan town buried by the Great Minoan eruption products in the south of the island, near the present-day village of Akrotiri. The town was dated to the Late Minoan epoch (LM-IA). As indicated by the excavations, a strong earthquake preceded the eruption, but its early precursors permitted inhabitants to leave, taking along the necessities. They had time to come back and to start the repairing, but the eruption made them to leave hastily. It happened probably in early summer, before gathering, and produced a 6m-thick layer of pumice and tephra in Akrotiti. It was a single eruption of the Plinian type [Doumas, 1990].

4.4.2. Indications of the eruption and a preceding earthquake in the Aegean region.

Indications of seismic damage and ashes of the Great Minoan eruption were found in the ruins of the Knossos palace in Crete [Evans, 1902, 1930, 1935; Warren, Puchelt, 1990]. The damage was so severe that complete recovery was not possible throughout the LM-IB epoch till the Achaeans invasion in the middle of the 15th century BC [MacDonald, 1990]. Judging by the thickness of ashes on the Aegean and Mediterranean sea-bottom, the principal share of ash blow was directed towards East and SE. Its traces have been revealed in many settlements on Crete and on neighboring islands. Excavations of Seraglio in Kos and Trianda in Rhodes uncovered signs of two strong earthquakes within the layers corresponding to the LM-IA epoch. There are indications that immediately after the second earthquake the ruins were covered with ash [Marketou, 1990]. The casualty rate and decrease of settlement area after the disaster were particularly high in Tianda.

4.4.3. Eruption dating problems. There is much debate about the age of eruption among *high* and *low* chronology advocates, who date the eruption to the second half of the 17th, and to the second half of the 16th centuries BC, respectively. The archaeological dating is based on the correlation between the Minoan culture and dynasties of the Ancient Egypt. According to the «high» chronology, the LM-IA epoch corresponded to the 13th Dynasty and the period of the *Hyksos*, while the «low» chronology correlates it with the late *Hyksos* period and the onset of the 18th Dynasty. P.P. Betancourt [1990] considers there are no decisive archaeological arguments in favor of either *high*, or *low* chronology estimates, while A. Renfrew [1990] gives preference to the estimates of «high» chronology. We think that chronological correlations of P.M. Warren [1990] are more convincing; this author considers that the LM-IA epoch continued from 1600–1580 to 1504–1480 BC, and Akrotiri was destroyed in 1560–1550 or 1535–1525 BC. This is supported by the description of unprecedented storm, which is read on the stele of *Ahmoose* the 1st, the 18th Dynasty founder (Fig. 101) in the Karnak Temple at Thebes. The storm could be provoked by ashes penetrating into the atmosphere during the Great Minoan eruption. Mentioning of the Pharaoh's name on the stele allows dating it to the first 22 years of his reign. Considering that the stele was built some time after the storm, it can be dated to 1550–1528, or 1539–1517 BC [Davis, 1990]. The Ancient Greek myth about *Deucalion* and the *Flood* could be related to a tsunami during the Great Minoan earthquake-eruption. According to the Paros Chronicles of 265 BC, it took place in 1530 [Фрейзер, 1989].

Samples taken in Akrotiri were most informative for radiocarbon estimation of the age of the Great Minoan eruption. Measurements conducted in different laboratories [Friedrich et al., 1990; Nelson et al., 1990; Housley et al., 1990; Hubberten et al., 1990] (Table 6) provided a series of age estimates, ranging from 1674–1606 to 1554–1534 BC and indicating that respective probabilities of eruption date as the 17th and 16th centuries BC are distributed as 70% to only 30%. The *high* date was supported by the evidence of acid eruption in an ice borehole Dye3 in Greenland [Hammer, Clausen, 1990] and by tree ring growth anomalies in California [LaMarche, Hirschoeck, 1984] and in the Old World [Baillie, 1990]. However, these findings can be related rather to the grand eruption of *Aniayakchak* Volcano in Alaska

[Мелекесцев, Миллер, 1997]. Calibration curve variations enable both *high* and *low* interpretations of age estimates obtained in Akrotiri (Fig. 102) [Weninger, 1990]. Finally, with the remaining uncertainty of the eruption date estimate, we nevertheless base on the archaeological data to give preference to the low estimate.

4.4.4. The Great Minoan eruption and the Aegean World. The Great Minoan eruption happened in the epoch of the highest bloom of the Minoan civilization (LM-IA), when its centers in Crete and other islands were, most probably, united under the power of Knossos. A severe earthquake and subsequent eruption undermined the power of this state, which, in the fight of Crete against Achaeans who earlier had depended on Minoans, weighed in the favor of Achaeans. This happened 50–100 years after the eruption, in 1470–1450 BC. A natural disaster could be reflected also in Plato's legend about the death of Atlantis, narrated in his *Thymeus and Creteus* dialogues.

Part II

INTERACTION OF GEODYNAMIC AND HISTORICAL PROCESSES

Chapter 5

INTERACTION OF NATURAL PROCESSES WITHIN TECTONIC SYSTEMS AND THEIR INFLUENCE ON HUMAN LIFE AND ACTIVITY

V.S. Ponomarev and V.G. Trifonov [Пономарев, Трифонов, 1987; Трифонов, Пономарев, 1990] introduced a concept of *tectodynamic* or *tectonic system* meant to understand an integrity of natural processes inter-related in a geological medium, which, either directly, or indirectly, cause the lithosphere to move and tectonic structures to develop in it. Assessing impact of these processes on human activity, we consider open systems, based on social, technological, economic, and political conditions in human communities (community of culture and ethnicity, state, settlement, etc.), involving interaction with a natural environment. The latter determines to a considerable extent the character of economic activity and the way of living. Such systems are exposed to the effects of external factors, i.e., relationships with neighbors, and changes in nature, including those caused by geodynamic processes.

This interaction between natural and social processes in the course of history is attested by all case studies discussed in the chapters above. Generation of agriculture in the *Fertile Crescent* was prepared by the appearance of permanent settlements and by the development of necessary implements during the preceding stage of plant collecting. The natural factors played their roles in due course, with climate improvement following to the last glaciation, and with active tectonics, creating suitable landscapes, and contributing to formation of fertile soils, water sources, and diverse seed stock. The same factors (perhaps, except of seed material diversity and pre-existing experience) acted in adjacent regions, where agriculture spread under the influence of the *Fertile Crescent*. Combination of climatic changes with active tectonics reflected in the development of the *Khoresm Oasis* and *Saryghamysh* basin in the Aral region. Although periodic rise of agriculture in this area was facilitated by humidification, the re-distribution of the predominant flow into Aral or Sarighamish was mostly dependent on the behavior of active faults.

The foredeep basin of Mesopotamia has been under the constant impact of tectonic subsidence accompanied by formation and growth of anticline folding on the northeastern side of the basin, and by its filling with sedimentary material, delivered by Euphrates, Tigris and their tributaries. During the historical period, the shift of this balance towards sedimentation reflected in the prograding of the Tigris and Euphrates deltas. During the first half of the Holocene, these processes evolved concurrently with the post-glacial growth of the oceans, the last surge of which started early in the 4th millennium BC and flooded a part of the basin. The flooding forced the local population to leave the place and served the basis for the Lost Paradise legend. The transgression added to with heavy showers and surge of water from the

gulf caused grand flooding that was reflected in the *Deluge* legend. Intense rise of settlements that started not until the sea level had stabilized concentrated at several centers. These centers became the earliest Sumerian city-states and seaports, but lost this function later because of the delta prograding.

The role played by the severe earthquake and the following Great Minoan eruption in the history of the Minoan state and its relations with the Achaean Greece is one further example of interaction between natural and social phenomena.

Chapter 6

INFLUENCE OF GEODYNAMIC PROCESSES ON THE DEVELOPMENT OF PRE-HISTORICAL SOCIETIES AND STATE INSTITUTIONS IN ARMENIA

6.1. Historical-archaeological framework

6.1.1. Main historical data. In the 9th–7th millennia BC, there were three Mesolithic centres in the Trans-Caucasus and the eastern Caucasus (Fig. 103) [Кушнарева, 1993]. Scholars relate the dissolution of a single proto-Caucasian linguistic community into its western and eastern branches to the 6th–5th millennia BC. Representatives of this community populated the Trans-Caucasus, Northern Mesopotamia and the northeastern Mediterranean. As it is possible to build an evolutionary series of cultures developing in the western Trans-Caucasus from the Chalcolithic to the Late Bronze epoch, we may assume that today's population of the western Caucasian represents relics of the western language branch. They spread from Central Anatolia and the south-eastern Black Sea region (khati) up to the northwestern Pre-Caucasus, where similar features were revealed in the *Maikop* culture dated to the second half of the 4th – early 3rd millennia BC [Андреева, 1977; Клейн, 1990]. No traces of any influence from the western Caucasian area on the formation of cultures in Armenia have been revealed.

The Ceramic Neolithic in Armenia is represented by artifacts found in *Hatunarh* and *Tsakhnunk* settlements identified with the *Shulaveri-Shomutepe* culture in the middle course valleys of the Kura River and its tributaries (Fig. 104). The evidence of early agriculture was found in the settlement of *Shomu-Tepe* in the Akstafa River. Large settlements in the Kura River basin are multi-layered; some of them bear signs of transition from the Neolithic to the Chalcolithic [Кигурадзе, 1975; Мунчаев, 1982]. By archeological correlation, the Chalcolithic and the Neolithic in the middle course of Kura are dated back to the 5th–4th millennia BC and to the 6th and even late 7th millennia BC, respectively [Кушнарева, Чубинишвили, 1970]. The ¹⁴C age estimate for *Shomu-Tepe* is 6430–6250 BC. The age of the Sioni unit given by the radiocarbon dating of a sample from the *Berikldeebi* settlement in *Shida Kartli* (3820–3640 BC by 2σ) takes an intermediate position between the Chalcolithic and the Earlier Bronze age [Badaljan et al., 1992]. In Armenia, this period is represented by settlements of *Tekhut*, *Ksyah-Blur* and probably by lower horizons of *Shengavit* and *Mohra-Blur*.

Concurrently with agricultural cultures of the Neolithic and Chalcolithic, absolutely different cultures were developing in mountains south of Lake Sevan. These cultures are represented by a part of petroglyphs in the Syunik, Vardenis, and Gegham highlands. There are two generations of petroglyphs in Syunik [Мкртчян и др., 1969; Караханян, Сафян, 1970; Karakhanian et al., 1997; Караханян и др., 1999]. Generation I petroglyphs are hypothetically dated to the Neolithic and include a relatively small number of animal pictures archaic by performance technique. Petroglyphs of Generation II (in Syunik and probably Gegham-Vardenis) were made by a community of cattle-breeders, who combined cattle breeding with hunting (Fig. 90, 105). Arming and hunting outfit of these cattle-breeders was typical for the Chalcolithic; they domesticated dogs, goats, and caws, and also horses and could use them as transportation means. The petroglyphs are dated to the end of the 5th – early 4th millennia BC.

The flowering of productive economy and primarily agriculture, which started in the central and eastern Trans-Caucasus since the early Bronze Age, is reflected in the Kura-Araks

culture (KAC). Having occupied the areas now covered with artifacts of the Late Eneolithic agriculture, this culture spread beyond, to the Eastern Azerbaijan, Daghestan and eastern Turkey (Fig. 106). Later on, KAC spread into the region of Lake Urmia, as well as into the eastern Mediterranean, where similar ceramics and *Kirbet-Kerak-type* architecture had been developing. This all gave rise to a hierarchy of settlements with large populated areas (6–10 ha and up to 12 ha in *Arich*, the Shirak Plateau) each surrounded by several medium-size (3–5 ha) and numerous small (up to 1,5 ha) ones. The settlements contained religious structures, or central squares, with sanctuaries, paved streets and public granaries. The principal KAC domain developed in three stages, including formation on the local Eneolithic basis, maturity, and the late stage. Late in the maturity stage, settlements tended to concentrate along high-water rivers. Occupation of high foothills and mountain valleys started in the same period and continued later. Settlements, including large ones, appeared in difficult access places, protected by natural landscape features [Кушнарева, 1993].

According to R. Badalyan's data [Бадалян, 1996], the archaic KAC phase is most precisely dated by the age of a sample from the lower horizons of Khorom (35th–30th centuries BC); its adult phase can be related to the 29th–26th centuries BC (age of a sample from the upper layers of Mohrablur), and finally, the late phase can be constrained by the 26th–22nd centuries BC (age of samples from Shengavit unit in Karnut and Shengavit) (all dates are by 2σ). The study of the Fioletovo site to the east of the city of Vanadzor, allowed us to date the final (*Beden*) stage of KAC to 2500–2300 BC (Section 6.2.1). The age of the late KAC coincides with the age of the earlier *Trialeti (Beden)* kurgans related to the Middle Bronze epoch.

The *Trialeti* culture (TC) formed within the principal domain of the KAC at the boundary of the Early and Middle Bronze Age (Fig. 107). A common feature of the TC and later *Karmir Berd*, *Sevan-Uzerlic*, and *Kyzil Vank* cultures was predominance of burial grounds (necropolis) over settlements, the number and thickness of layers in which were sharply decreasing in time. This suggests decrease of population and indicates that cattle breeding played an increasingly more important role. Among burial grounds of the considered period, *kurgans* dominated; sometimes they were complex structures and contained rich set of implements, which attest to social and material stratification of the society that was maximum at the final, «prosperity» stage of the TC. Painted ceramics of diverse styles produced with potter's wheel is another common feature of these cultures, along with progress in manufacturing of metal products and jewelry.

Despite different opinions concerning the age and correlations between the Middle Bronze cultures [Кушнарева, 1993; Аветисян, Бадалян, 1996] (Fig. 108), all authors agree that in the 16th century BC these cultures were changed and in the middle of the 15th century BC completely replaced by the Late Bronze *Lchashen-Metsamor* culture. This culture is represented by stone structures in settlements and cemeteries; a small pile of stone is built over each grave and surrounded with a *cromlech*. Sometimes, cromlech surrounds several graves. We assume that having clear orientation to cattle-breeding in the Sevan region, the *Lchashen-Metsamor* culture was spreading to areas in the west of Armenia, where agriculture and various crafts added to the range of its activities and where one of the richest monuments of this culture has preserved (*Metsamor*). In the Early Iron epoch, *Lchashen-Metsamor* settlements were still populated, and were destroyed, at least in the south, by the Urartian conquests. To break the resistance, invaders from Urartu had to undertake several campaigns, victorious results of which are reported by the texts of Argishti the 1st (787–766 BC) and Sardouri the 2nd (765–733 BC).

The culture of Urartu represented a more developed society, which was reflected in building practice, quality of ceramics and the very fact that a single Urartian state came to change the population grouping around few settlements by the tribal principle. Urartu, essentially weakened by Assyrians' military campaigns of Tiglatpalassar the 3rd in 735 BC and Sargon the 2nd in 714 BC, was crushed in 590 by Mydia, which had defeated Assyria in 612 BC. After losing their hegemony in Armenia, Urartians merged with the local population to form an ancient Armenian ethnic community. In 550, this community first claimed

itself to be a state, which later developed during several centuries under the conditions of actual or formal dependence on the Achaemenians, and later the Seleucians.

Under the rule of Artashes the 1st (200–159 BC) the new state became independent and spread across the entire area of the Armenia Highlands. It reached its greatest power in the reign of Tigran the 2nd (95–56 BC), but later turned to an arena of lingering conflict between Rome and Parthians [Абаза, 1990]. In 224–226 AD, after the rule of the Parthian dynasty in Iran was overthrown by the Sassanians, a two century-long struggle began between Iran and Armenia, and Armenia was several times occupied by Persians. In 301, king Trdat the 3rd was baptized and shortly after the whole of his country adopted Christianity. According to the treaty of the year of 387 between Feodosius the 1st and Shahpur the 2nd, western Armenia became a province of Constantinople, while the eastern one was joined to Persia in 428. Under the Byzantine protectorate, the western Armenia gained a considerable degree of independence, but lost it in 1064 under the pressure of Osman Turks. It was freed of that heavy dependence early in the 19th century, when both parts of Airarat became part of the Russian Empire. In 1918, Armenia gained independence, and in 1920 it joined the USSR as one of its Republics. The present-day Republic of Armenia exists since 1991.

6.1.2. Archaeological features of the southeastern Sevan region and the Sissian area.

Surrounded by neighboring ridges, a wide band adjacent to the Khanarassar fault forms depression with a relatively smoothened relief. Many archaeological monuments have been found in this area, including settlements, necropolis, and numerous individual burial places, which we identify as a single Sevan-Syunik Complex (Fig. 109). The burial places are surrounded with cromlechs and represented by stone kurgans covering the entire space inside the cromlech (Fig. 110–112), or by piles of stones, leaving free a part of the cromlech space. Stone boxes, or burial cameras, are located under the stones. The size of these boxes is 0,5–1 m by 1–2 m with a height of about 1 m; they are covered with flattened boulders. The burial cameras are 2,5–3,5 m by 5–9 m with a height of up to 2,5 m and are covered with stone plates in the form of a pseudo-arch (Fig. 113 and 114). With few exceptions (Fig. 115), the opening of *dromos* is within the shorter camera wall.

It is not always possible to differentiate among the necropolises and settlements, since their functions were changing along with the development. The remains of these structures often have double walls of large rough stones with somewhat flattened inner surface. The space between the two rows of stones was backfilled. The width of walls ranges up to 1,5–3 m and sometimes is 5–5,5 m. Characteristic features are *menhir* rows that surround a settlement entirely, or individual premises within it; these rows adjoin structures with double walls, or frame the burial places.

A settlement to the west of the today's village of Ghegahdzor was taking a central place in the north of the region (Fig. 116). It consisted of the *citadel* and a system of surrounding works on the margin of the Early Holocene lava flow, and of an unfortified *lower town* taking an area of 5 ha adjacent to the flow base (Fig. 117 and 118). The *lower town* is formed by several tens of rectangular structures built of double walls; these side with «yards» defined by single, or double walls. The «yards» are oval or rectangular in shape and have rounded angles. These rectangular structures can represent remains of residential buildings of semi-dug-outs, while the *yards* were used for cattle. Between the remains of rectangular structures and the *yards*, there are higher-level streets formed as a result of backfilling the ground dug when deepening the rooms. The streets are wide enough to enable a carriage passage.

Ceramics belonging to the KAC, Middle and Late Bronze Age, as well as to the Urartian and later periods have been identified among the ceramics found in the lower town. Through pits and trenching, we conducted a detailed survey of three structures (1–3 in Fig. 118; Fig. 119–122) and two areas between the structures (6 and 7 in Fig. 118). A man-made depression we discovered in Structure 1 belongs to the KAC epoch, but the structures themselves were erected later. A Middle Bronze age of the walls is attested by «Beden» ages estimated by the radiocarbon method for the upper parts of paleosoil underlying the walls (2623–2471 BC in Structure 1 and 2576–2469 BC in Structure 2). Radiocarbon age estimates

for the culture layers indicate that the premises were in use during the epochs of Early, Middle and Late Bronze Age, in the Urartian period, and even later in some places. Between the culture layers studied in Structures 1, 2, and Pit 6, all located near the Khonarassar active fault zone, we revealed a layer that looks like a colluvial wedge. This may indicate destruction, possibly earthquake-induced, that coincided with the time of the Urartian conquest, after which the *lower town* was restored, but the *citadel* was abandoned.

We found settlements and fortification structures of a smaller size near the today's village of *Akhpiuradzor* (Fig. 124), on the northern and western foothills of Porak Volcano, and on the eastern shore of Lake Alagel (Fig. 116). In a settlement near the western edge of the lava flow, above the village of *Akhpiuradzor*, we found ceramics related, although supposedly, to the Middle Bronze Age (Fig. 123,a; 2 in Fig. 109 and 116). Along with this, ceramics belonging to the Urartian-Achaemenian period of the 7th–4th centuries BC was found in all of the settlements, and some of the settlements were inhabited up to the Middle Ages. The same range of ages is defined for large settlements of *Artsvanist*, *Akhounk*, *Kanagekh*, and *Lchashen*, on the southern and southwestern shore of Sevan (1 and 4 in Fig. 109; Fig. 123b, 125–128).

Zorats-Karer was a fortress, settlement, and a necropolis, located 3 km north of the city of Sissian (7 in Fig. 109; Fig. 113, 114, 129 and 130). Ages of ceramics and other artifacts found here range from early phases of the Middle Bronze Age to the late antique time. A distinct feature in *Zorats Karer* is a long row of *menhirs* stretching all along its eastern edge, which is not protected by steep slopes of the natural landscape. According to the most plausible description, the *menhirs* could serve as a sort of reinforcing, whose gaps were filled in with smaller stones (Fig. 130b) and which, possibly, was coated with clay, thus ensuring defensive properties. Burial cameras in *Zorats Karer* bear evidence of seismogenic destruction. The seismic event could not happen before or during the Late Urartian–Early Antique period, since cameras had used up to that time. Antique burials dated to 116 BC–127 AD and 325–610 AD appeared after the destruction. Apparently, a strong earthquake happened about the verge of the Common Era, an age estimate consistent with the one measured for it in the south of the Syunik structure (210 BC–135 AD).

Other settlements of the Sevan-Sunik Complex were identified in *Gardjiz* (5 in Fig. 109; Fig. 123d) and *Lyulpar* (8 in Fig. 109; Fig. 123r), and the largest was *Ouz*, a settlement, taking up an area of more than 10 ha, situated 3 km east of the city of Sissian (Fig. 131; 9 in Fig. 109). Like *Artsvanist*, *Zorats Karer*, and *Gardjiz*, this settlement also stands on a cliff protected from its three sides with natural steeps, but the difference is that it was built on an uneven surface and occupied several steps in the relief. These features determined the specific character of defense structures that protected *Ouz* from the southern side, which was accessible for assaulters (Fig. 132 and 133). Structures and burial places in *Ouz* provided abundant samples of ceramics related to the Middle Bronze Age, but Late Bronze and even later period ceramics was also found.

Therefore, a strip of land with ancient settlements, fortresses, and burial places is stretching from the southern shore of Sevan to the region of Sissian; this strip is wider in its middle part, where it reaches the foothills of Karabakh (see Fig. 109). Ages of artifacts found in this complex range from the Middle Bronze Age (of the *Beden* period in places) to the Urartian-Achaemenian epoch, and, in places, to the late antique time, i.e., they cover almost two thousand years (Table 7). All settlements show signs of mostly cattle-breeding activity of the population. As mentioned in Section 6.1.1, along with reorientation of the population toward cattle-breeding in the transition from the Early to the Middle Bronze Age, the number of settlements and population density were decreasing. This suggestion appeared not fully applicable for mountainous regions. The data we presented indicate that during the Middle Bronze Age new settlements appeared and population density increased in a region between Sevan and Sissian.

6.1.3. Historical development and climatic changes. Advent of agriculture to Armenia is dated to the 5th millennium BC, the time of warm and humid *Atlantic Optimum*. The KAC

formed late in the *Optimum*, in the second half of the 4th millennium. It was one of the most developed early agricultural societies. Cooling and aridization in the middle of the 3rd millennium forced the founders of the steppe cultural community (see Section 6.1.4) to migrate into mountainous areas, and, in particular, to Armenia, where slight cooling had led to humidification determined by reduced evaporation, and where humid conditions preserved almost till late in the 3rd millennium BC [Саядян, 1985]. The increased role of cattle-breeding could be to a considerable extent related to the migrants. The aridization, however, affected the intermountain troughs, where KAC population had concentrated along large rivers and started to occupy foothills and mountainous plateau. Conflicts with migrants motivated them to build new settlements in hardly accessible places, while stronger aridization of mountainous regions late in the 3rd millennium BC caused a considerable part of KAC population to migrate south, into the Iranian Azerbaijan, Northern Mesopotamia and Eastern Anatolia, where more favorable conditions for agriculture had formed by that time.

A new rise of agriculture was related to the *Lchashen-Metsamor* culture of the second half, and particularly, of the late 2nd millennium BC. Region-wide humidification is attested by the start of a new phase of glacier growth in the Greater Caucasus and by a transgression phase in the history of Sevan that commenced since the end of the 2nd millennium [Саядян, 1985]. During the same period (the 13th–11th centuries BC, in particular), climate in the Middle East plains became more arid, and main centres of civilization there experienced severe social and political crisis (see Section 7.3). This saved population in Armenia from aggression on the part of their strong southern neighbors. Not until the climate in the south improved and the crisis terminated, was the area of Armenia conquered by Urartians.

6.1.4. Economic changes and problems of ethnogenesis. Two cultural traditions are distinguished in the long history of formation of the Armenian ethnos and state: originally, one of these traditions was oriented to agriculture, and the other one to cattle-breeding, and both could be represented by ethnically heterogeneous groups. River valleys in Armenia were not familiar with agriculture till the 5th millennium BC. It appeared there during the Ceramic Neolith and Chalcolithic epoch not without an impact of the *Fertile Crescent* cultures. The Early Bronze KAC developed from the middle of the 4th millennium BC based on local traditions. This period is marked by increasing number of settlements and, apparently, by population growth. Since the middle of the 3rd millennium, the settlements had spread to foothills and low mountainous plateau. During the final stage of KAC, the factor of defense was becoming more important and since then it could be traced in the development of all cultures in the region.

Originally cattle-breeding cultures were developing in Armenia in parallel to the agricultural ones. The most ancient of them is related to the Chalcolithic and dated to late 5th – early 4th millennia BC; petroglyphs attributed to this culture were found in mountains to the south of Sevan. The next tide of widely spreading cattle-breeding in the Central Trans-Caucasus fell to the Middle Bronze epoch. The number of agricultural settlements and the rate of accumulation of cultural layers these cultures produced were decreasing since the second half of the 3rd millennium, although they continued to exist in their traditional niches. This surge of spreading cattle-breeding coincided with intense social stratification, i.e., appearance of tribal chiefs and a circle nearest to them. Handicraft production gained new impetus responding to the demand for more subtle articles oriented to the tastes of nobility. Certain retreat in social stratification of the society was associated with the *Lchashen-Metsamor* culture. In mountainous areas, evidence of early spreading of this culture indicates its initial orientation to cattle-breeding. At later phases, after the *Lchashen-Metsamor* culture spread to the Ararat Valley, it adopted skills of effective agriculture and diverse crafts from the local population and contributed to their further development. The spreading of the culture was accompanied with population growth [Аветисян, Бадалян, 1996].

While considerations concerning belonging of the mentioned cultures to specific ethnical and linguistic groups are merely hypothetical, the Urartian culture definitely stems from the *Hurrian-Urartian* linguistic group. The KAC spread into the eastern Anatolia, Iranian

Azerbaijan and areas further to the south in the second half of the 3rd millennium BC. Mesopotamian sources of the considered period report about wars with the northern neighbors, who, judging by cited names and words, spoke the Hurrian language [Вильгельм, 1992]. Late in the 3rd millennium BC, the first Hurrian state of *Urkes* formed in this area; it stretched further to the north at least up to Lake Van. During the Middle Bronze Age, the same area became an arena of formation of several Hurrian states, of which Mitanni is the most known. Apparently, we should agree with I.M. Dyakonov [Дьяконов, 1968], who considers that KAC (except, probably, of the northwestern part of its spreading area) belonged to proto-Hurrians. Some of those inhabiting the Middle Bronze Age settlements in Armenia and Azerbaijan, and following the agricultural tradition of KAC, could be Hurrian-speaking. In the NW, the KAC could involve people speaking *Kartvelian*, a proto-language for the Georgian language family, and ethnical isolation started not until dissolution of the KAC [Долуханов, 1990].

Time to time, indigenous Hurrian-speaking population of Armenia and neighboring regions absorbed *injections* of foreign ethnic groups and cultures oriented mostly to cattle-breeding. Chalcolithic stockbreeders and hunters, creators of Generation II petroglyphs south of Sevan, could make one of early contributions of this kind. They used saddled horses and spoke-wheel carriages. Considering that domestication of horse could occur in cattle-breeding cultures of the Northern Black Sea region as early as in the 5th millennium BC (Section 1.3.6), we may assume association of the petroglyph creators with these cultures. A picture of elk in one of the petroglyphs indicates that its authors migrated from the north.

Kurgans and megalithic structures left by cattle-breeding cultures in Armenia in the Middle Bronze Age can be probably linked to migration of semi-nomadic Indo-European tribes. Early Indo-Europeans developed productive economy and their linguistic unity, formed in Early Holocene, dissolved at the boundary of the 5th and 4th millennia BC. Scholars locate the original home of Indo-Europeans in a Circum-Pontus area, although there is controversy concerning the precise location within this area. T.V. Gamkrelidze and V.V. Ivanov [Гамгрелидзе, Иванов, 1984] place it in the Front Asia, while I.M. Dyakonov [Дьяконов, 1982] thinks it formed between the Balkans and the Carpathians as a result of interaction of early farmers from the Front Asia with the indigenous population as the latter was joining to the productive economy. In a short term, this process (like the Indo-European language?) involved vast areas in Europe, manifesting itself in the culture of linear-band ceramics, and in analogue cultures in the northern Black Sea area of the late 6th–5th millennia BC. The peak of development was reached in the Chalcolithic communities of the South-Eastern Europe in the late 5th – the middle of the 3rd millennia BC (Section 1.3). Among these cultures was the *Koukouteni-Tripolie* culture, whose minor plastics and ceramic decorations prove its Indo-European origin [Даниленко, 1974; Рыбаков, 2002].

In the second half of the 4th millennium BC, megalithic and kurgan cultures of semi-nomadic stockbreeders were forming in the neighborhood of the Tripolie farmers. These could belong to a proto-Arian branch of Indo-Europeans, involving also ancestors of Indo-Iranians, Greeks, and, probably, Armenians. The Tripolie culture, and similar early agricultural cultures, decayed by the middle of the 3rd millennium BC, but in the meantime, development of Bronze Age cultures oriented to cattle-breeding with their inherent social stratification, developing cavalry and high mobility in general was in progress. The proto-Arian linguistic unity broke up. Since then, kurgan burials with *menhirs*, burial cameras, or stone boxes became widespread in Armenia. Artefacts found in TC kurgans reflected characteristic Indo-European subjects. Post-Trioleti cattle-breeding cultures in mountainous regions of Armenia also were probably of an Indo-European origin. A direct line of development connecting these cultures with the ancient Armenian ethnoses allows us to assume that their founders were speaking the proto-Armenian language. Assimilating in the indigenous Hurrian environment, the newcomers that had merged with early Indo-European stock-breeders, introduced their language and created a single *Lchashen*

Metsamor culture in the Late Bronze Age. Falling within the orbit of *Urartu*, proto-Armenians enriched the local population with diverse culture and technology skills and supplemented their language [Дьяконов, 1967]. Later on, these factors all led to the formation of the ancient Armenian state.

6.2. Features of active faulting in the Armenian Upland

6.2.1. Basins in strike-slip fault zones. Two types of duplexes defining Late Quaternary depressions are identified in the zones of active strike-slip faults of the North-Armenian arc. One of the types is a pull-apart basin forming between adjacent terminations of en-échelon strike-slip segments arranged to create local horizontal extension conditions. Such basins are, for instance, the Syunik (Section 4.2) and Porak (Fig. 116, Section 6.3.2) structures in the Khanarassar strike-slip zone. Basins of this type have been identified also in the Balykgel and Levant fault zones, and in the western part of the North Anatolian zone.

Structure of the Vanadzor and Fioletovo duplex-basins in the Pambak-Sevan strike-slip zone is different (Fig. 134). In contrast to pull-apart structures, en-échelon arrangement of fault segments in these basins determines additional compression. In the Fioletovo depression, it is reflected in a reverse component of motion along faults (along with the preserving strike-slip component) and formation of a chain of echeloned anticline hills inside the depression (Fig. 135 and 136). The southern slope of the central hill is disrupted with a normal fault (Fig. 137). Trenching in this area revealed signs of two earthquakes, the first of which occurred in the Late KAC epoch, while the other happened somewhat later [Avagyanyan, 2001; Philip et al., 2002]. In the Garni Fault Zone, sources of strong earthquakes are confined to the identified sites of similar en-échelon arrangement of strike-slip fault segments, creating additional compression (Fig. 139–141). Correlation of epicentres with en-échelon arrangement sites has been reported also for the zone of the right-lateral North-Anatolian fault, characterized by similar structural features of the Erzincan basin located in the east (Fig. 142). We proposed the term of *push-inside structures* for such compressive strike-slip duplex-basins [Trifonov et al., 1995]. Their tendency to sagging is determined by higher density of the Earth's crust in the fault zone.

6.2.2. Almond-shaped structures. In a larger scale, the tendency of duplex structures forming at sites of en-échelon arrangement of strike-slip segments is repeated as almond-shaped combination of large fault zones with a strike-slip component of motion. In the northern Armenian Highlands, we studied two almond-shaped structures of this kind: Ghegam-Vardenis and Ararat (Fig. 138). These structures are defined by faults with predominant dextral component combined with a vertical one. On the northern and southern sides of the almond structures, vertical motion component is represented by reverse faults. In the Ghegam-Vardenis structure, these are the Pambak-Sevan fault in the north and the Arpa-Zangezour branch of the Garni Fault in the south (Fig. 143). Along the western and stepped eastern edges of the structure, where faults are striking to the NNW, the vertical component is, in places, contrastingly represented by normal faults. In the western part of the Ghegam-Vardenis structure, we observe an embedded «almond contour» of Ghegam with north-trending chains of Late Quaternary volcanoes (Fig. 144–146).

The Ararat structure is defined by bending fault zones, including the Balikhghel fault zone in the SW (continued eastward by the North Tabriz fault) and the Sardarapat-Nakhichevan Fault in the NE (Fig. 147). In this area, we observe transition from dextral strike-slip faults with reverse component in the northern and southern edges of the almond contour to dextral faults with normal component in its western and eastern edges. Straightly linear right-lateral strike-slip Maku fault strikes along the axis of the almond contour. In the northwest part of the structure, the Balikhghel and Maku faults branch out into numerous normal-dextral faults that shape a *horsetail-splay* structure (Fig. 148). These faults control locations of parasitic cones on Ararat and on the volcanic ridge of Agridag, and, possibly, determines position of the volcanoes themselves.

6.2.3. Active faults—earthquakes—landslides. Correlation of active faults and strong earthquakes discussed in Chapters 2 and 3 indicates a linkage between these phenomena. Strong earthquakes manifest themselves both as motions along faults, and as accompanying disastrous effects of *exogenous* character, mostly as large rock-falls and landslides (Fig. 149). An estimate has been produced for the landslide hazard threatening the city of Vanadzor (population of 173 thousand) and neighboring villages within the Vanadzor duplex depression of the *push-inside* type in the Pambak-Sevan fault zone (Fig. 134 and 150–152). The effects of the 1988 Spitak earthquake, and signs of strong paleo-events have been revealed in the depression (Fig. 153). Fault zones defining and disrupting the Vanadzor depression accommodate paleo-landslides (L1, L2 and L3) and dams (TL1 and TL2) of waste repositories of the Vanadzor Chemical Plant (Fig. 154 and 155). The estimations indicate that failure of landslides L1 and L2 and dams TL1 and TL2 can happen even in a 0,3 g ($M_S = 6,3$) earthquake. Such landslide disaster, if accompanied with toxic effects, may cause death of 10–20% of the population, along with destruction of the southwestern part of the city and industrial facilities it accommodates (Fig. 156). Considering integration of these natural and man-made hazards, accompanying earthquakes in active fault zones of the Vanadzor depression, an approved 0,4 g estimate of seismic hazard (maximum permissible PGA value) capable of causing considerable damage and death of people in the city of Vanadzor should be lowered to 0,3 g.

6.3. Historical volcanism in Armenia

6.3.1. Ararat. According to previous publications, age of recent eruptions reported for Ararat (Fig. 157) was estimated as more than 10 thousands years [Yilmaz et al., 1998]. Computer processing of high-resolution satellite images allowed us to identify 3 generations of late Quaternary lava flows on Ararat (Fig. 148). Lava belonging to the youngest Generation III may have a Holocene age. B.A. Kouftin [Куфтин, 1944] described the results of digs conducted in 1914 by P.F. Petrov, an engineer, near the village of Malaklu, which is by the northeastern foot of Ararat (Fig. 158). At the place of excavation, a KAC layer is covered by volcanic tuff, containing graves of the Urartian epoch. A large number of discovered household articles, carbonized timber, human and animal bones suggest that the eruption occurred at the time the KAC settlement was inhabited and, therefore, it may dated back to 2500–2400 BC. The most probable source of tuff in this area is one of eruptive centers on the northern slope of the Greater Ararat. Along with formation of surface rupture and a large landslide, the disastrous Ararat earthquake of July 2, 1840 ($M_S = 7,4$) was accompanied with a gas and ash eruption from the northern slope close to the Ararat summit (Table 8).

6.3.2. Volcanoes in the Ghagam-Vardenis structure. Lava of Late Quaternary, and also Middle Holocene eruptions were identified in pull-apart structures of Syunik (Section 4.2) and Porak within the Zone of the Khonarassar right-lateral strike-slip fault (Fig. 116, 138 and 159). Three generations of the Holocene lava were distinguished in the Porak structure, including the most abundant Early Holocene generation, and two later ones. Petroglyphs in Fig. 160 may depict the eruption of Generation II lava (intermediate flow) and may be concurrent to the Generation II petroglyphs in Syunik dated to late 5th – early 4th millennia BC. Assuming that the trenching revealed traces of a strong earthquake that preceded the eruption immediately, it is possible to constrain the eruption age more precisely (Fig. 161 and 162). Radiocarbon measurements of a sample from the colluvium wedge in the trench shown in Fig. 162 gave the date of 4350–4040 BC. It allows us to establish the lower age limit of the event. A strong earthquake ($M_S = 7,2$), which could precede eruption of Generation III lava, dislocated a *citadel* wall in the ancient settlement of Ghegadzor by 1,2 m to the right along the Khonarassar fault and by 0,8 m vertically (Fig. 163). A similar offset by 0,8 m of an ancient wall was identified 35 km to the south-east (Fig. 164), but we cannot assign it to the same earthquake with confidence. Apparently, the Korkhor cuneiform inscription of King Arghishti the 1st tells right about

this seismovolcanic event (Fig. 165), which allows us to date it back to about 780 BC. In the south of the Gegham-Vardenis structure, we revealed Holocene lava flows from volcanoes Vaitots-sar and Smbatassar (3 and 4 in Fig. 138).

6.3.3. General features of the Holocene volcanism in the Armenian Upland. The structural control of the Holocene volcanoes should be considered against the background of Pliocene-Quaternary volcanism (Fig. 166–168). The Anatolian plate drifts to the west at the rate of 25–30 mm/yr, which is almost two times as great as the rate of the Arabian plate northern drift (15 mm/yr). This creates additional W–E-trending extension in the east of Anatolia and in the Armenian Highlands. Specific manifestations of this extension in Late Quaternary volcanic areas are diverse, including pull-apart structures and larger, but essentially similar almond-shaped features; extension faults, branching out of the main strike-slip faults, or appearing before the front of the drifting plate; local deconsolidation zones in case of irregular drift of heterogeneous plate.

6.4. Generation and the Holocene history of the Sevan Lake

Two aspects should be distinguished in the origin of Lake Sevan: formation of the depression and filling it with water. Formation of the depression is linked with the development of the Gegham-Vardenis almond-shaped structure, the central and southern parts of which were overfilled with volcanic eruption products, while hypsometric depression in the northern part preserved although it was time to time filled with lacustrine deposits since Middle, or, probably Early Pleistocene. Most recent filling of the Sevan depression with water occurred in the deglaciation epoch late in the Pleistocene. Motions along the Tsamakaberd right-lateral strike-slip fault, a southern branch of the Pambak-Sevan Fault, building up a tectonic dam in the Hrazdan River head, also contributed to rise of the lake level (Fig. 169 and 170).

As early as in the 12th millennium BC, the lake was only 5 m below the highest level recorded early in the 20th century, that was later lowered artificially as the Hrazdan hydro-scheme was put in operation. Early in the Atlantic period, when climate was much more humid and, possibly, warmer than today, the lake again underwent transgression, reaching its maximum level in the end of the 6th – 5th millennia BC (Fig. 171 and 172). The later Middle-to-Late Holocene history of the Sevan region had periods of deterioration and improvement of natural conditions. The former were marked by aridization of climate, certain cooling, and regression of Sevan, while the most prominent of them also by higher tectonic and volcanic activity (the end of the 5th – first half of the 4th millennia BC; 24th–22nd and 13th–8th centuries BC, and 5th – early 10th centuries AD). These epochs were turning points in the cultural and historical development of the region. Favorable climate epochs were noted for more humid, and often warmer conditions, geodynamic stability and were, in general, accompanied by transgressions of Sevan. Economic and cultural development and intense political building during that periods proceeded against relatively stable background of social well-being in the region and in neighboring areas.

6.5. Active tectonics and the ancient capitals of Armenia

Ancient and Middle Age capitals of Armenia, succeeding one to another after the Ancient Armenian state formed in the middle of the 6th century BC, perished, or lost their importance as a result of geodynamic events. Capitals of Armavir, Yervandashat, and Artashat (Fig. 157, 173 and 174) were abandoned due to tectonically determined hydro-graphic changes, which could be accompanied by strong earthquakes. Dvin was no longer a capital after a series of earthquakes the strongest of which occurred in 893, while capital of Ani ceased to exist after the disastrous earthquake in 1064. In Armenia, population has repeatedly faced such catastrophic manifestations of active tectonics as earthquakes, land-

slides, volcanism, and changes in hydrological and hydro-geological settings. In the meantime, active fault zones determined position of communication routes, and location of areas convenient for settlements and agriculture, where water sources and features providing natural protection against enemies were available. This convenience forced people to return back to the destroyed areas. The tectonic activity was reflected in some religious buildings and even contributed to the technological progress (Fig. 175).

Chapter 7

COMPLEX INTERACTION OF NATURAL AND SOCIAL PROCESSES AT DIFFERENT SCALES

7.1. Geodynamics and contemporary variations of the Caspian Sea level

7.1.1. Late Quaternary and contemporary variations of the Caspian level (general review). Late in the Pleistocene and in the Quaternary, climatic and tectonic events determined transgressions and regressions of the Caspian Sea, the amplitude and duration of which generally tended to decrease in time [Клиге и др., 1998; Леонов и др., 1998; Свиточ и др., 1998; Каплин, Селиванов, 1999]. In the historical time, fluctuations of the sea level ranged up to 10 m. In the 5th–12th centuries, the level was about –30 to –35 m (Fig. 176), and in the end of the 19th century it was –26,5 m. Measurements at gaging stations have determined water level fluctuations for the last 170 years (Fig. 177a). Changes in the water balance of the Caspian, and primarily of the Volga River flow (Fig. 177b), correlating with average annual temperature anomalies in the northern hemisphere, have a considerable contribution in these fluctuations (Fig. 177b). Tectonic processes also play their role, which partly is reflected in seismicity.

7.1.2. Seismotectonic provinces of the Caspian region. The general amount of seismic energy released regionally does not have any correlation with the sea level fluctuations, except of slight rises following the strongest of the earthquakes (Fig. 178). Nevertheless, we subdivided the region into 7 seismotectonic provinces that have different crustal structure, individual features of the Pliocene-Quaternary development, active faults, and location of earthquake source zones (Fig. 179–181).

7.1.3. Seismicity in the Caspian region and the Caspian level fluctuations. Two types of seismotectonic provinces have been identified. In Provinces I, III, VI and VII, earthquake sources are confined to regional troughs, while in Provinces II, IV and V – to the boundaries between troughs and tectonic uplifts, and to the uplifts alone. Epochs and episodes of enhanced release of seismic energy by both crustal, and mantle earthquakes in the provinces of the first- and second-mentioned type coincided with the stages and episodes of sea level drop, and rise, respectively (Fig. 182–184).

7.1.4. Analysis of focal mechanisms. Our analysis of the catalogue of focal mechanisms for earthquakes occurred within 1961–1991 in diverse provinces of the region (Fig. 185 and 186) revealed characteristic changes of these mechanisms at the two dates: in 1967, when diversely oriented fluctuations of the sea level all changed to its general decrease, and in 1978, when the general lowering tendency changed to steady increase.

7.1.5. Contribution of recent tectonic processes into the Caspian level fluctuations. The rising seismicity inside the basins (Provinces I, III, VI and VII) manifested itself in the acceleration of their subsidence and increase of the volume; as a result, the water level dropped. On the contrary, increasing seismicity on the basin boundaries (Provinces II, IV, and V), led to accelerated thrusting of the adjacent ridges over the basins and deformation of the latter. As a result, their volume decreased and the water level rose. The changes of earthquake focal mechanisms corresponded to these tectonic changes. During the phases of water level drop, oriented transverse to the seismotectonic zones are mostly relative extension axes, while during the phases of water level rise – compression axes. In the South Caspian depression,

enhanced discharge of deep sources of underground waters, accumulating in lower horizons of sedimentary cover due to release of bound water from clays, contributes to the rise of level along with seismicity increase [Холодов, 1983].

7.2. Late Holocene variations of the Black Sea level and history of the Taman Peninsula

7.2.1. Late Quaternary variations of the Black Sea level. Unlike the Caspian, the Black sea is a semi-closed water body. Therefore, fluctuations of its level during the Quaternary correlated with the changes of level in the Mediterranean and World Ocean (Fig. 187 and 188) [Свиточ и др., 1998]. To study colonization of the Black Sea region by Greeks, the Phanagorian regression and the following Nymphaean transgression were the main points to address. During the regression, the sea level was 5–6 m below the today's one [Федоров, 1978], which explains how Greek seaport cities, including those located in tectonically quiet areas (Olvia), were later partly flooded. The regression started after the middle of the 2nd millennium BC [Шилик, 1977], and in early centuries of the 1st millennium AD the sea level started to rise. By the middle of the 1st millennium, the level reached the mark of +1 m and the Nymphaean transgression began.

7.2.2. History of the Greek colonization of the Black Sea. The Achaean Greece had not sustainable contacts with the Black Sea coasts. The epoch of Classic Ancient Greece commenced since the 8th century BC and contacts with the population of the Black sea coasts were established as early as in the 7th century. In the 6th century, there formed a chain of Greek city-states (Fig. 189), and in the 1st century BC, the Black Sea cities appeared under the rule of Rome. In the second half of the 3rd century AD, Goths invaded the northern region of the Black Sea, and the invasion of Huns in the 370-s finally destroyed the Bospor Kingdom.

7.2.3. Manifestations of neotectonic activity in the Taman region. Folding took up the Taman peninsula in the Pliocene. Gentle-slope uplifts and troughs approximately coinciding with these folds formed during the Quaternary epoch. Liman gulfs constricted from sea often corresponded to the troughs. The total magnitude of the Quaternary motions ranges up to 200 m. More detailed estimates of the Pleistocene and Late Pleistocene motion can be derived from deformation of coastal lines recorded in the sea-coast Chaudian (early parts of the Middle Pleistocene) and Karangatian (early parts of the Late Pleistocene) deposits (Fig. 190). Variations of their today's hypsometric position is up to 190 m for the Chaudian layers and up to 40 m (50–60 m?) for the Karangatian layers, which suggests that the greatest average rate of displacements is about 0,5 mm/yr. Recent analysis of these deposits indicates that coastal lines in general tend to rise towards north, i.e., to the Azov coast of the Taman peninsula, where the Chaudian layers are uplifted to the highest mark (up to 70 m). Analogous changes were recorded also for the Karangatian layers in the Kerch peninsula [Никонов, 1994]. In the Azov Sea, the South Azov active fault passes near the coast of both peninsulas, and north of it the layers subside abruptly. This is a general background for the growth of individual folds (uplifts and troughs), also recorded by the changes of the Chaudian and Karangatian coastal lines. The Kerch Strait represents a transverse erosional and tectonic depression, where the Karangatian layers lower to 40–50 m [Федоров, 1977]; their depth in the folding structures cut by the strait is varying.

Continuation of the same tectonic tendencies during the historical period is attested by the position of remains of ancient Greek towns observed today (Fig. 190). Structures of low-elevation settlements in the coasts of the Taman Bay (Phanagoria, Керы, Patrey, Hermonassa) and Kerch Strait are now submerged to a depth of up to 4,5 m that is consistent with the depth of the Phanagorian regression at the time of which they were erected. Unlike these, structures of settlements located on the Azov coast of the peninsula (present-day villages of Kuchugury and Golubitskaya) did not submerge, i.e., they underwent tectonic uplift by 3–4 m with the southern side of the South-Azov fault. Similar changes have been recorded on the Azov coast

of the Kerch peninsula [Никонов, 1998]. In the northern fault side, near-shore deposits of the maximum Holocene transgression (?) are at depths of 5–9 m [Щербаков, 1982].

7.2.4. Mud volcanism and paleogeography of the Taman Peninsula in the Late Holocene. During a considerable period in the Late Holocene, the Kouban River flowed not only into the Azov Sea, but also into a Black Sea gulf; today this gulf has turned into Vityazevsky and Kiziltashsky limans. There was probably one other course, too (Strabo [1964] reported about it), that was flowing out of the Akhmanizovsky liman and into the Taman gulf near the village of Primorskoye. This watercourse made Phanagoria the most important staging port. By the Late Antique period, this navigable waterway begun to silt up, which could be contributed by motions along the NW-striking fault represented with a chain of mud volcanoes. That silting-up of the water way undermined the importance Phanagoria had for trade. The Nymphaean transgression had more important consequences for the antique cities of Bosphorus, since it flooded a considerable number of settlements and rendered them an easy prey for Goths and later for Huns.

7.2.5. Sources of the Phanagorian regression. Unlike other fluctuations of the Black Sea level, the Phanagorian regression was less pronounced in open water bodies of the World Ocean, i.e., it did not spread widely. We link it with the seismotectonic alteration of bottom relief in the southern part of the Bosphorus, where in line with preserving upper flow of desalinated Black Sea waters this caused disruption of the deep inflow of saline waters from the Mediterranean. During the Byzantine Paroxysm the bilateral circulation of water restored.

7.3. Contributions of the geodynamic factors into the largest social-political crises in the Middle and Late Holocene

In total, the history of Eastern Oykumena in the second part of the Holocene had four crises manifested in social unrest, large migrations, and changed balance of political forces. In the meantime, those crises determined breakthroughs to new technologies and new forms of economical and political relations (Table 9). The crises took place in the middle of the 3rd millennium BC, in the second half of the 2nd millennium BC, in the middle and early in the second half of the 1st millennium AD, and in the 17th–19th centuries. Perhaps, there was one more crisis early in the 4th millennium BC. Each of the crises lasted for 2–3 centuries, while their social and political consequences could be felt even 100–150 years later. Coinciding with economy globalization and development of communication systems, the last crisis became global.

In Eastern Oykumena, the crises were marked by aridization accompanied by cooling in high latitudes (Fig. 191). Although among different regions these phenomena were not fully coincident in time, the epochs of climate deterioration were universal (see Chapter 1). There are grounds to suggest that climate features of these epochs spread globally. During the considered periods, manifestations of tectonics processes activated as well, and for the last three crises this reflected in larger number of strong earthquakes and greater amount of seismic energy they released. Seismic activity peaks were observed in the beginning and in the end of each crisis (see Section 3.2.3). Fragmentary paleoseismological data allow us to suggest such seismic activation for the two earlier crises as well. In Armenia and Syria it was accompanied by volcanic activity.

Therefore, crises as social phenomena were prepared by the preceding evolution of human communities and were to a considerable extent determined by their inner conflicts and relationships with neighbors. In the meantime, deteriorating climate conditions and tectonic activation were typical for all of the crises, and, apparently, contributed to their development. Each covering about three centuries, they repeated once in 1200 years, while interval between analogous phases of the third and fourth crises comprises 1800 years.

7.4. Synchronism of climatic and tectonic events in the Quaternary and its possible sources

7.4.1. Contemporary short-period variations. The results discussed above indicate synchronism of different period variations in the manifestations of seismotectonic and climatic processes, which cannot be explained by their cross-influence. This puts forward a suggestion about their potential regulation by orbital astronomic factors, playing the role of triggers of endogenous processes. V.I. Kaftan and S.K. Tatevian [Кафтан, Татевян, 1996] substantiated the linkage between the short-period level fluctuations in the Caspian and changed solar activity index and angular Earth rotation velocity (Fig. 192). Variations in the angular rotation velocity correlate with earthquake frequency changes both in large seismic region, and on the Earth as a whole [Горькавый и др., 1994, 1999] (Fig. 194). A correlation is found between the 11 years long cycles (and longer cycles divisible by 11) of solar activity and magnetic disturbances on one hand, and climatic variations (Fig. 193), associated phenomena, and seismic manifestations, on the other [Чижевский, 1973; Сытинский, 1987; see also Section 3.2.4]. Therefore, at the scales of years and tens of years climatic and tectonic changes correlate with parameters of the Earth rotation, its magnetic disturbances and solar activity, which are, possibly, interrelated.

7.4.2. Mid-period variations in the Middle and Late Holocene. Section 7.3 presents variations of climatic and seismotectonic activity in 1200–1800 years periods. By duration, these variations are similar to the century-long climatic rhythms identified by A.V. Shnitnikov, which, as he thought, could correspond to the period of constellation of the Moon, Earth, and Sun, determining tidal force changes. In the spectrum of geomagnetic field fluctuation parameters, S.P. Bourlatskaya [Бурлацкая, 1987] identified fluctuations in periods of 1200 and 1800 years (Fig. 195 and Table 10), related to changes in the parameters of the Earth rotation.

7.4.3. Long-period variations in the Pleistocene. Cycles of climatic changes identified for the Quaternary period comprise 41 ka in the Early Pleistocene and 100 ka in the later period [Imbrie et al., 1984; Ruddiman et al., 1986; Bassinot et al., 1994]. Cycles lasting for 19–23 ka, and for about 400 ka, are pronounced less clearly. Such rhythm is typical for activation of tectonic processes in mountainous areas [Костенко, 1972; Макаров, 1980]. М. Milankovich [Миланкович, 1939] was the first, who substantiated link of these variations with changes of solar activity intensity resulting from changes in the orbital parameters of the Earth. His interpretations were later made more precise [Berger, 1984; Большаков, 2000]. Such cyclic recurrence is determined by changes of the Earth rotation parameters, including eccentricity (100 ka cycle), angle of inclination of the rotation axis to the ecliptic plane (41 ka) and precessions – equinox advances (19–21 ka).

7.4.4. Limitations of the astronomic regulation of the variations. The discussed orbital-astronomic regulation of synchronism between tectonic and climatic events is assumed manifesting itself up to the scale of tectonic episodes (variation in periods of 1–2 million years). Variations in the manifestations of tectonic processes in periods of tens and hundreds of million years (phases of Schtille, cycles of Bertrand and Wilson) are determined by auto-fluctuations of endogenous activity of the Earth and influence climate changes of the same low frequency.

Chapter 8

HUMAN BEINGS AND THE NATURE

8.1. Human beings in the environment

Most of natural and social systems described in this book belong to the class of open and dissipative systems that are capable of self-organization (self-perfection), which makes them more complex and reduces the entropy they bear. This process is realized through destruction

of primitive systems and increase of entropy in the medium volume encompassing all of these systems [Пригожин, Стенгерс, 1986]. Assuming such self-organization ability of open systems to be *the soul* of the system (which is consistent with its metaphysical definitions), we support the thesis proposed by P. Teilhard de Chardin [Тейяр де Шарден, 1987], stating that the spiritual element is inherent not only in human beings, but also in primitive systems of animate nature and even of abiocaen. Considering that an entire series of such systems can be built by the increasing rate of their complexity (rate of order, anti-entropy), we have no grounds to regard human community as its upper limit and thus reject possibility of more complex systems.

If we assume that the material Universe as a whole, which is a closed system by its definition, has the same properties as limited closed systems have (and only with this assumption!), the laws of their development would determine such growth of the spiritual element in more or less complex open systems that is accompanied by the general increase of entropy from the Big Bang (maximum order) to the «thermal death» (maximum entropy). As far as we cannot imagine the condition preceding the Big Bang and the one after the «thermal death,» we have to assume existence of a substance that changes the quality of the Universe towards anti-entropy, i.e., we have to continue the series of increasing spiritual element beyond the limits of the conceivable material world. It follows herefrom that:

1. The purpose of man's and humankind's existence is self-perfection, the idea Jesus Christ expressed in the most concise manner in His *Sermon on the Mount* [Math.5 : 48]. The result of self-perfection of an individual (ego-system) or a society (social system) will be destruction of these systems in their existing forms. These should be substituted by a more perfect system of «Heavenly Kingdom». The fact we have no clear idea of the system to come does not mean we should not work to hasten its coming, since this will help to control the transition and render it less dramatic for the humanity.

2. Improvement of human systems is achieved at the cost of destruction of more primitive ones and this is unavoidable. Nevertheless, we should not destroy primitive systems, which, although to a lesser degree, also bear the spiritual elements. This should become the rule for relationship between humans and the nature.

3. Devoid of developed self-organization ability, primitive systems of the inanimate nature, and of geodynamically pre-determined ones in particular, can not have crucial impact on more complex social systems if the scale and energy of such impact is not over-catastrophic. However, such primitive systems are capable of deforming social development and this factor should be considered in technological solutions, economy planning, and geopolitical assessments.

8.2. Problems of sustainable development

8.2.1. Biosphere and sustainable development.

Eventually, biological communities use solar energy and organize environmental transformation processes. Disturbances of an environment by external factors cause shifting of the balance towards such consumption of community species that would compensate the disturbance and return the environment into a state acceptable for the community. In the global scale, the integrity of all communities maintains the environment in a state suitable for life. This mechanism was defined as biotic regulation of the environment [Горшков, 1995]. Exponential growth of economy and population that began to show in the 20th century can lead to the loss of stability of the biosphere system, its degeneration and transition to a new stable system the margins of which will not be acceptable for human existence [Данилов-Данильян, Лосев, 2000]. Understanding that ecological crisis threatens to transform into a disaster, far-sighted scientists, politicians and public figures proposed a new concept of human existence that has come to be known as «sustainable development» (SD).

The SD concept proposes transition from economic growth, i.e., from quantitative increase of production and consumption scopes, to a balanced development enabling

improvement of life quality without production growth and heavy pressure on the nature and providing for gradual decrease of this pressure up to the permissible limit. This would limit the progress and render it less profitable, affecting social expectations. Therefore, social protection of the population should be strengthened in line with technological reforming. Analysis of programs of transition to the SD proposed by different countries indicated that today the humankind is not ready to adopt this concept in the scale required to ensure safe future. Nevertheless, preservation of the humankind in future leaves no alternative to SD. Global transition to sustainable development will require reforms and mutual concessions from all countries and communities. These fundamental changes of economic, social and cultural bases of life would mean a leap forward that transfers the humankind on a higher level of system organization as discussed in Section 8.1.

8.2.2. Geodynamics and sustainable development. Apart of considering humanity's impacts on the nature, the SD concept should take into account the nature itself, including geodynamic processes. Assessment of individual geodynamic hazards, and of their integral effect, disaster risk, current disaster prediction, and minimization of disastrous effects shall take an important place. In the meantime, features of recent geodynamics bearing positive content for humans should be used more widely. It is necessary to take into consideration individual frequency variations of various geodynamic and climatic manifestations, the synchronism of which opens new ways for their monitoring and prediction.

8.3. Distinct features of Russia

8.3.1. Stages in the generation of Slavdom and development of the Russian state in correlation with tectonic and climatic variations in the Middle and Late Holocene. The four epochs of natural and social-political crises in the Eastern Oykumena during the second part of Holocene represented the principal stages in the generation of the Slavonic ethnos and the East Slavonian (Russian) political body. The first epoch (the middle of the 3rd millennium BC) marked the transition from the Chalcolithic to the Bronze Age and led to the separation of Proto-Slavonians from the Indo-European community. Proto-Slavonians inherited relics of earlier agricultural economy and skills of pastoral stock-breeding that formed during the crisis. The second epoch marked the transition from the Bronze Age to the Iron Age and, possibly, determined certain isolation of the eastern and western branches of Proto-Slavonians. The third epoch included settling of Slavonians in the Balkan semi-island, spreading of the East-Slavonic area to the northeast and laying foundations of the future East-Slavonic statehood in its core. Finally, the Russian Empire, covering vast areas in Northern Eurasia, formed during the fourth epoch after the *Time of Distemper*, while dramatic search of new ways took place later, in the 20th century.

The crises were separated by long periods of stable co-existence of large archaeological cultures, communities united by history and culture, or states, some of which were poly-ethnic. To such communities we can assign the Koukouteni-Tripolie and Tshinetskaya-Komarovskaya cultures, the union of the Scolot tribes, the Kiev Russia, and later the Moscow Russia, and partly the Russian Empire in the time span between the two peaks of the last crisis. Unlike these stable epochs, the crises were characterized by social and economic upheavals, dissolution or reconstruction of existing communities, mass migration of population, and rapid changes determining transition of the society to a new quality level.

8.3.2. Features of active tectonic manifestations in the East European platform. In the Eastern Europe, rates and gradients of the Late Quaternary tectonic movements are small, and earthquakes are weak and rare. Nevertheless, the analysis of the Middle and Late Quaternary tectonic features enables us to identify crustal blocks differentiated in the topography and manifested in the drainage net [Трифонов и др., 1993; Trifonov, 1996]. Even in the relatively stable area of the city of Saint Petersburg, the detailed investigation of faults in the sedimentary cover and their correlation with the environmental parameters revealed suppression of biota (concentration of ill trees is 3–4 times higher within the fault zones than

beyond; Table 11) and higher number of cancer diseases (Fig. 196) [Мельников и др., 1994]. High concentration of radioactive elements in the Vendian weathered rocks can be a probable cause of these biological and health anomalies in the Saint Petersburg area. The radioactive elements could reach the land surface moving directly from the Vendian up through fractures above the faults, or being re-deposited in the Quaternary interglacial deposits of valleys controlled by the fractures. An important observation is that noticeable sites of radioactive deposits in the centre of the East European platform are situated in, or near the west-trending zone of the Middle and Late Quaternary tectonic contrast in the northern side of the Middle Russian Height (Fig. 197) [Игнатов, Лыхин, 1998]. Some data, yet vague and unverified, suggest correlation between locations of long-existing settlements and linear neotectonic zones and their intersections within platform areas, as the one established for a number of today's large cities on the East European platform founded before 1300 AD (Table 12) [Жидков и др., 1999].

8.3.3. Geo-ecological problems and perspectives of sustainable development in Russia. Conditions in Russia are favorable for ensured environmentally sustainable development, including high percentage of areas where natural ecosystems have not been disrupted, abundant forests and fresh water resources, low population density given a considerable rate of population concentrating in cities. Russia's steps toward SD should be related to the economic development within the limits of bearing capacity of the ecosystems. This would help to resolve social problems in the country. The crisis of today is determined by the collapse of the former extensive economy system and by the need of its structural re-arrangement. It gives Russia a historical chance to turn to an intensive economy system, where re-processing industries built on advanced technologies will take the most important place. Sustainable development of Russia, and global solution of this problem to a considerable extent depend on how Russia succeeds to use this chance. Among other natural impacts, weather and climate cause the greatest economic damage, while earthquakes and tsunamis are responsible for slightly more than 7% of the damage. As the damage natural disasters cause to the economy and population of the country is sizeable, their study, prevention and reduction of their effects should become an important element of transition to the SD.

CONCLUSION

The considered influence of geodynamic processes and climatic changes on the life and development of human societies represents a new field of environmental studies that we propose to name as *historical geo-ecology*. We expect that our further studies in the field will develop in two directions. The first direction will pursue detailed study of the links and regularities established for the considered region to arrive at prognostic estimations. Our second task is to extend the studied area toward Russia and China.

ПРИВОДИМЫЕ В КНИГЕ НОВЫЕ РАДИОУГЛЕРОДНЫЕ ДАТЫ

New radiocarbon data, discussed in the book

№ No.	Раздел Paragr.	Характеристика Characteristics	Источник Reference	^{14}C ^{14}C	Календарь, σ^1 Calibrated, σ^1	Календарь, σ^2 Calibrated, σ^2
1	2.2	Таласо-Ферганский р., пп	1	3970±40	2558–2461 BC	2577–2396 BC
2	2.2	Таласо-Ферганский р., пп	1	3740±60	2206–2035 BC	2310–1960 BC
3	2.2	Таласо-Ферганский р., пп	1	1510±60	441–636 AD	432–642 AD
4	2.2	Таласо-Ферганский р., пп	1	1240±60	688–886 AD	664–897 AD
5	4.2.1	Арм., Сюник, мкс	ГИН-8197	4720±140	3647–3357 BC	3780–3088 BC
6	4.2.2	Арм., Сюник, зрв	ГИН-8193	2020±160	206 BC–138 AD	396 BC–340 AD
7	4.2.2	Арм., Сюник, зрв	ГИН-8194	5000±160	3959–3650 BC	4081–3501 BC
8	4.2.3	Арм., Зорац-Карер, мкс	ГИН-8196	1990±110	116 BC–127 AD	232 BC–254 AD
9	4.2.3	Арм., Зорац-Карер, мкс	ГИН-8198	1600±150	325–610 AD	112–690 AD
10	5	Загрос, Бушер, раковины	ГИН-10075	2020±90	118 BC–73 AD	211 BC–175 AD
11	5	Загрос, Бушер, раковины	ГИН-10076	1590±80	391–561 AD	323–624 AD
12	5	Загрос, Бушер, раковины	ГИН-10134	2790±90	1023–830 BC	1133–800 BC
13	6.1	Арм., Фиолетово, кс, пп	ГИН-9919	5030±170	3982–3647 BC	4230–3508 BC
14	6.1	Арм., Фиолетово, кс, пп, у	ГИН-9917	3940±90	2568–2294 BC	2671–2189 BC
15	6.1	Арм., Фиолетово, кс, пп, щв	ГИН-9917	3900±120	2495–2201 BC	2694–2028 BC
16	6.1	Арм., Фиолетово, кс, пп	ГИН-9918	3190±120	1603–1319 BC	1740–1184 BC
17	6.1	Арм., Гегадзор, мкс, пп 501/2	ГИН-9338	3690±160	2308–1878 BC	2494–1682 BC
18	6.1	Арм., Гегадзор, кс 501/1	ГИН-9339	4300±70	3006–2880 BC	3092–2701 BC
19	6.1	Арм., Гегадзор, кс 2004/6	ГИН-11651	4320±40	2922–2892 BC	3023–2881 BC
20	6.1	Арм., Гегадзор, кс 2004/3	ГИН-11648	4290±40	2916–2883 BC	3008–2877 BC

Приложение 1 (окончание)

№ No.	Раздел Paragr.	Характеристика Characteristics	Источник Reference	¹⁴ C ¹⁴ C	Календарь, σ^1 Calibrated, σ^1	Календарь, σ^2 Calibrated, σ^2
21	6.1	Арм., Гегадзор, пп 2004/а	ГИН-11646	4040±60	2623–2470 BC	2709–2459 BC
22	6.1	Арм., Гегадзор, кс 2004/б	ГИН-11647	4350±60	3025–2898 BC	3104–2880 BC
23	6.1	Арм., Гегадзор, пп 2015/а	ГИН-11649	4150±90	2882–2578 BC	2903–2548 BC
24	6.1	Арм., Гегадзор, пп 2015/2	ГИН-11658	4010±50	2576–2469 BC	2642–2401 BC
25	6.1	Арм., Гегадзор, кс 2015/3	ГИН-11650	2470±40	760–520 BC	787–405 BC
26	6.1	Арм., Гегадзор, кс 2004/х	ГИН-10995	4530±100	3367–3089 BC	3385–2921 BC
27	6.1	Арм., Гегадзор, кс 2004/у	ГИН-10996	5100±70	3974–3800 BC	3997–3752 BC
28	6.1	Арм., Гегадзор, кс 4, стр.3	ГИН-9913	3080±40	1404–1311 BC	1429–1258 BC
29	6.1	Арм., Гегадзор, кс 2, стр.3	ГИН-9914	3200±80	1532–1392 BC	1643–1294 BC
30	6.1	Арм., Гегадзор, кс 2004/4	ГИН-10997	2680±30	833–805 BC	897–801 BC
31	6.1	Арм., Гегадзор, кс 2004/5	ГИН-11657	1090±40	898–996 AD	886–1020 AD
32	6.1	Арм., Гегадзор, кс, у 2050/3-4	ГИН-12321	3200±120	1623–1371 BC	1744–1206 BC
33	6.1	Арм., Ахпюрадзор, кс	ГИН-10998	2580±100	827–543 BC	897–412 BC
34	6.1	Арм., Канагех, мкс, кости	ГИН-11662	2690±40	894–805 BC	910–799 BC
35	6.1	Арм., Зорац-Карер, кс	ГИН-11654	2220±90	386–197 BC	413–36 BC
36	6.1	Арм., Зорац-Карер, кс	ГИН-11668	2240±60	383–207 BC	402–166 BC
37	6.1	Арм., Мецамор	ГИН-9342	3300±360	2030–1129 BC	2504–786 BC
38	6.1	Арм., Мецамор, пожар, у	ГИН-9340	2750±40	915–836 BC	977–819 BC
39	6.1	Арм., Мецамор, пожар, у	ГИН-9341	2750±110	1002–802 BC	1254–764 BC
40	6.1	Арм., Севан, Норашен, кости	ГИН-11665	7800±100	6745–6481 BC	6953–6455 BC
41	6.2.1	Арм., Фиолетово, кс, пп	ГИН-9916	1050±100	892–1148 AD	773–1213 AD
42	6.2.3	Арм., Ванадзор, пп	ГИН-11667	26000±800		
43	6.3.2	Арм., Гегадзор, канава, зрв	ГИН-9909	6360±140	5476–5208 BC	5558–4986 BC
44	6.3.2	Арм., Гегадзор, канава, зрв	ГИН-9910	5400±150	4354–4043 BC	4537–3944 BC
45	6.4	Арм., Севан, Раздан	ГИН-10995а	5540±90	4458–4263 BC	4550–4200 BC

Принятые сокращения: зрв – след землетрясения в зоне активного разлома, кс – культурный слой, мкс – культурный слой погребения, пп – палеопочва, у – уголь, шв – щелочная вытяжка, 1 – Trifonov et al., 1992

**КАТАЛОГ СИЛЬНЫХ ($M_s > 5,7$) ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ
ВОСТОЧНОЙ ОЙКУМЕНЫ**

Appendix 2

Catalog of strong ($M_s > 5,7$) earthquakes of Eastern Oykumena

ID	Источник информации	Год	Месяц	День	Время	Широта	Долгота	Значение амплитуды	Тип магнитуды	Энергия, Дж	Интенсивность, баллы	Глубина, км
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
1	18	-3200	-	-	-	37,2	22	6,1	S	1,1E+15	10?	-
2	19	-3000 ±900	-	-	-	28,9	51,3	7	S	7,6E+15	-	-
3	18	-2500	-	-	-	38,4	23,3	6,1	S	1,1E+15	9-10	-
4	20	-2500	-	-	-	36,7	50	6,6	S	3,3E+15	>8	-
5	10	-2500	-	-	-	40,9	44,2	6,5	S	2,7E+15	-	15
6	18	-2500	-	-	-	35,3	36,1	6,2	C	1,4E+15	10	-
7	26	-2150	-	-	-	31,1	35,5	7,3	S	1,4E+16	-	-
8	39	-2100	-	-	-	35,5	25,5	7,4	S	1,7E+16	-	-
9	8, 10, 11, 13, 20, 23, 26	-2000	-	-	-	38	58,1	7,1	S	9,3E+15	9	-
10	38, 39	-1890	-	-	-	35,5	25,5	7,4	S	1,7E+16	-	-
11	38, 39	-1750	-	-	-	35	25	7,4	S	1,7E+16	-	-
12	33, 38, 39	-1640	-	-	-	35,5	25,5	7,4	S	1,7E+16	10	-
13	33, 38, 39	-1540	-	-	-	35,5	25,5	7,6	S	2,7E+16	10-11	-
14	38, 39	-1500	-	-	-	35	26	6,7	S	4E+15	-	-
15	38, 39	-1410	-	-	-	36,5	25,5	7,4	S	1,7E+16	-	-
16	38, 39	-1400	-	-	-	35,5	25,5	6,7	S	4E+15	-	-
17	10	-1356	-	-	-	36	36	7,3	S	1,4E+16	-	25
18	18	-1300	-	-	-	35,1	25	6,1	C	1,1E+15	9-10	-
19	18	-1250	-	-	-	37,7	22,6	6,2	C	1,4E+15	10	-
20	10, 26	-1250	-	-	-	32	35,5	6,5	S	2,7E+15	-	14
21	10	-1250	-	-	-	42,7	42,2	6,9	S	6,1E+15	-	15
22	18	-1200	-	-	-	37,7	22,6	6,2	C	1,4E+15	10	-
23	18	-1000	-	-	-	38,8	23,8	6,2	C	1,4E+15	10	-
24	20, 23	-1000 ±800	-	-	-	36,8	49,5	7,1	S	9,3E+15	>9	10
25	10	-854	-	-	-	32,8	35,6	6,6	S	3,3E+15	-	15
26	10	-800	-	-	-	44,7	37,3	6,5	S	2,7E+15	-	-
27	4	-782 ±10	-	-	-	40	45,7	7,2	S	1,2E+16	9	27
28	10, 22, 31	-760	-	-	-	33	35,5	7,3	S	1,4E+16	-	-
29	39	-600	-	-	-	38,5	22,5	6,7	S	4E+15	-	12
30	10, 23	-600	-	-	-	35	45	6,5	S	2,7E+15	-	25
31	10, 39	-590	-	-	-	33,8	34,3	7	S	7,6E+15	-	-
32	18, 22, 33, 39	-550	-	-	-	36,7	22,6	7	S	7,6E+15	9	30

Приложение 2 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
33	10, 39	-525	-	-	-	33,8	34,3	7,8	S	4E+16	-	-
34	32	-510	-	-	-	39,4	22,3	7	W	7,6E+15	10	-
35	19	-500	-	-	-	30	51	5,9	S	7,6E+14	-	-
		±900										
36	32	-494	-	-	-	38,2	26,2	6,6	W	3,3E+15	8	-
37	22, 32	-492	-	-	-	36,8	22,6	6,6	W	3,3E+15	8	-
38	22, 32	-481	-	-	-	37,3	25,1	6	W	9,3E+14	7	-
38	22, 32	-481	-	-	-	37,3	25,1	6	W	9,3E+14	7	-
39	22, 32	-480	-	-	-	37,9	23,3	6,3	W	1,7E+15	8	-
39	22, 32	-480	-	-	-	37,9	23,3	6,3	W	1,7E+15	8	-
40	32	-479	-	-	-	39,7	23,3	7	S	7,6E+15	9	-
40	32	-479	-	-	-	39,7	23,3	7	S	7,6E+15	9	-
41	10, 22, 38, 39	-479	-	-	-	40,2	23,5	6,1	S	1,1E+15	-	14
42	12, 18, 22, 32, 33, 39	-464	-	-	-	36,8	22,4	7	W	7,6E+15	11	-
43	22	-431	-	-	-	37,3	25,3	5,8	C	6,1E+14	-	-
44	22	-427	-	-	-	41	28	7	C	7,6E+15	-	-
45	12, 22, 32, 33, 39	-426	-	-	-	38,8	22,6	7	W	7,6E+15		
46	22, 32	-426	-	-	-	38,5	23,1	6,6	W	3,3E+15	8	-
47	22, 39	-420	-	-	-	38	23	6,1	S	1,1E+15	-	-
48	22, 32	-412	-	-	-	36,6	22,6	6,8	W	5E+15	8	-
49	18, 22, 32, 39	-412	-	-	-	36,8	27,4	7	W	7,6E+15	9	-
50	18	-400	-	-	-	38,8	23,8	6,1	S	1,1E+15	10	-
51	26	-400	-	-	-	35,5	51,8	7,6	S	2,7E+16	-	-
52	32	-399	-	-	-	37,8	21,1	6,3	W	1,7E+15	8	-
53	22, 32	-387	-	-	-	37,6	22,9	6,3	W	1,7E+15	7	-
54	22	-373	-	-	-	37,3	25,3	7	C	7,6E+15	9	-
55	18, 22, 32, 33, 39	-373	-	-	-	38,2	22,2	7	W	7,6E+15	9	-
56	32, 39	-368	-	-	-	35,6	24,9	7,7	W	3,3E+16	10	61
57	18, 22	-360	-	-	-	40	26,5	6,7	C	4E+15	9	-
58	10, 23	-350	-	-	-	35,5	51,8	7,6	S	2,7E+16	-	16
59	32	-348	-	-	-	38,4	22,5	6,7	W	4E+15	8	-
60	1, 32	-342	-	-	-	40,4	26,6	6,8	W	5E+15	9	-
61	10	-331	-	-	-	36,1	36,1	6,6	S	3,3E+15	-	20
62	10, 32, 33, 38, 39	-330	-	-	-	40,1	25	7	W	7,6E+15	10	15
63	39	-307	-	-	-	33,3	35,1	5,7	S	5E+14	-	-
64	39	-287	-	-	-	33,3	35,1	5,7	S	5E+14	-	-
65	10, 18, 22, 32, 39	-282	-	-	-	40,6	26,6	7	W	7,6E+15	9	14
66	12	-280	-	-	-	35,6	51,4	7,4	S	1,7E+16	-	-
67	22, 32, 39	-279	-	-	-	38,4	22,6	6,8	W	5E+15	9	-
68	32, 39	-267	-	-	-	34,8	25	7	W	7,6E+15	9	-
69	32, 39	-255	-	-	-	34,7	25,2	6,8	W	5E+15	9	-
70	34	-250	-	-	-	40,7	44,7	6,5	S	2,7E+15	-	-
		±60										
71	10	-250	-	-	-	42,7	77,5	6,7	S	4E+15	-	20
72	18, 22, 32	-227	-	-	-	36,3	28,3	7,2	W	1,2E+16	10	-
73	18, 22	-226	-	-	-	38,7	21,9	7	C	7,6E+15	9	-
74	32, 39	-222	-	-	-	36,5	28	7,6	W	2,7E+16	10	-

Приложение 2 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
75	22, 33	-198 ±1	6	-	-	38,3	23,9	7	C	7,6E+15	10	-
76	18, 32, 39	-197	-	-	-	36,6	28,5	7	W	7,6E+15	9	-
77	32, 39	-185	-	-	-	36	28	6,8	W	5E+15	9	-
78	10	-184	-	-	-	36,2	36,3	6,1	S	1,1E+15	-	15
79	32	-183	-	-	-	36,3	28,5	7	W	7,6E+15	9	-
80	8, 10, 23	-150	-	-	-	44,6	38,1	6,1	S	1,1E+15	-	14
81	22, 39	-148	2	21	-	35,3	36,1	6,5	S	2,7E+15	-	-
82	10, 39	-140	-	-	-	33,3	35	6,5	S	2,7E+15	-	15
83	39	-131	-	-	-	37,1	36,6	5,7	S	5E+14	-	-
84	32	-130	-	-	-	38,4	28	6,8	W	5E+15	9	-
85	32	-94	-	-	-	35,8	25	7,2	W	1,2E+16	10	61
86	10	-09	2	28	-	35	35	7	S	7,6E+15	-	20
87	22	-91	-	-	-	38	15,6	6,5	C	2,7E+15	9	-
88	18	-90	-	-	-	40,7	22,5	6,5	C	2,7E+15	9-10	-
89	18, 22	-88	-	-	-	38	30,2	7,4	C	1,7E+16	10	-
90	10, 22, 32, 39	-67	-	-	-	36,3	36,1	6,8	S	5E+15	9	-
91	39	-65	-	-	-	37,8	29,3	6,1	S	1,1E+15	-	-
92	8, 10, 23	-06	10	-	-	45,6	36,2	6,4	S	2,2E+15	8	20
93	32	-46	-	-	-	36,4	25,4	6,5	W	2,7E+15	8	-
94	39	-37	-	-	-	36,3	36,1	6,1	S	1,1E+15	-	-
95	39	-31	-	-	-	37,9	27,9	6,1	S	1,1E+15	-	-
96	10, 22, 26, 36, 37	-31	9	2	-	32	35,5	7	S	7,6E+15	10-11	-
97	18	-30	-	-	-	35	25	6,1	C	1,1E+15	9	-
98	18	-27	-	-	-	37,7	27,9	6,2	C	1,4E+15	10	-
99	32	-26	-	-	-	41,3	19,6	6,3	S	1,7E+15	9	-
100	32, 39	-26	-	-	-	37,9	27,9	6,8	W	5E+15	9	-
101	10, 39	-26	-	-	-	34,7	32,2	7,3	S	1,4E+16	-	25
102	32	-17	-	-	-	38,4	27,5	6,8	W	5E+15	9	-
103	10, 39	-15	-	-	-	34,7	32,2	6,1	S	1,1E+15	-	14
104	39	-5	-	-	-	37	27	6,1	S	1,1E+15	-	-
105	8, 11, 13, 20, 23, 26	-10 ±10	-	-	-	38	58,2	7,1	S	9,3E+15	9	-
106	28	5 ±150	-	-	-	39,7	46,1	6,9	S	6,1E+15	-	-
107	39	11	-	-	-	37,8	27,8	6,1	S	1,1E+15	-	-
108	12, 22, 26, 32	17	-	-	-	37,7	29,3	7	W	7,6E+15	10	-
109	10, 39	19	-	-	-	33,6	35	6,5	S	2,7E+15	-	15
110	18, 22	23	-	-	-	37,1	29,3	6,1	C	1,1E+15	9	-
111	32	23	-	-	-	34,8	25	7	W	7,6E+15	10	-
112	22, 39	23	-	-	-	38,3	22,3	6,7	S	4E+15	8-9	-
113	18, 32	29	11	24	-	40,4	27,7	6,8	W	5E+15	9-10	15
114	12	32	-	-	-	40,5	31,5	7,4	S	1,7E+16	-	-
115	10, 39	33	-	-	-	40,8	29,9	5,8	S	6,1E+14	-	15
116	32	33	2	-	-	37,9	22,9	6,3	W	1,7E+15	9	-
117	10, 12, 39	37	-	-	-	35,7	36,3	6,7	S	4E+15	-	20
118	39	44	-	-	-	38,5	27,4	6,1	S	1,1E+15	-	-
119	32	46	-	-	-	40,3	26,5	6,8	W	5E+15	9	-
120	39	46	-	-	-	36,5	25,5	6,1	S	1,1E+15	-	-
121	18, 22	47	-	-	-	38,5	27,2	6,7	C	4E+15	9	-
122	22	47	-	-	-	36,3	36,3	6,7	C	4E+15	8-9	-
123	8, 39	50	-	-	-	42,9	41	6,1	S	1,1E+15	8	10

Приложение 2 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
124	10, 39	52	-	-	-	41	24,3	6,1	S	1,1E+15	-	14
125	10, 39	53	-	-	-	36,2	36,5	7,4	S	1,7E+16	-	30
126	18, 22, 32, 39	53	-	-	-	38,1	30,2	6,7	S	4E+15	9	-
127	32	55	-	-	-	39	26,8	6,6	W	3,3E+15	8	-
128	39	55	-	-	-	35	25	7,4	S	1,7E+16	-	-
129	32	57	-	-	-	37,7	28,7	6,8	W	5E+15	9	-
130	10, 22, 32, 38, 39	60	-	-	-	37,8	29,1	6,7	S	4E+15	-	22
131	39	62	-	-	-	36	25,5	6,7	S	4E+15	-	-
132	26	63	10	-	-	45,2	36,6	6,4	S	2,2E+15	-	20
133	32	65	-	-	-	37,9	28	6,8	W	5E+15	9	-
134	18	66	-	-	-	35,1	25,1	6,9	C	6,1E+15	10	-
135	32	66	-	-	-	38,5	28	7,1	W	9,3E+15	10	-
136	10, 18, 22, 39	69	1	2	-	40,6	29,9	5,8	S	6,1E+14	9	15
137	18	74	-	-	-	37,9	22,8	6,2	C	1,4E+15	9	-
138	4, 23	75	-	-	-	38,8	41,3	6,5	S	2,7E+15	10	-
139	10	76	-	-	-	35	34	6,8	S	5E+15	-	20
140	32	77	-	-	-	38,3	22	6,5	W	2,7E+15	8	-
141	39	77	6	20	-	38	23	6,7	S	4E+15	-	-
142	39	79	-	-	-	36,3	36,1	5,7	S	5E+14	-	-
143	10	82	-	-	-	36,1	36,2	6,5	S	2,7E+15	-	16
144	32	90	-	-	-	40,6	29,7	6,8	W	5E+15	9	-
145	10	92	-	-	-	40,5	26,6	6,5	S	2,7E+15	-	25
146	39	93	-	-	-	40,6	27	6,1	S	1,1E+15	-	-
147	39	94	-	-	-	38,8	30,5	6,1	S	1,1E+15	-	-
148	32	94	-	-	-	36,4	25,4	6	W	9,3E+14	7	-
149	22	97	-	-	-	37,3	36,3	6,2	C	1,4E+15	9	-
150	18	100	-	-	-	35	25	7,5	C	2,2E+16	9	-
151	32	105	-	-	-	40,9	24,2	6,5	W	2,7E+15	8	-
152	18, 22	105	-	-	-	38,6	23	6,5	C	2,7E+15	10	-
153	18, 22, 32, 39	105	-	-	-	38,9	27	6,8	W	5E+15	9	-
154	32	110	-	-	-	38,2	27	6,8	W	5E+15	9	-
155	39	110	-	-	-	36,3	36,1	6,1	S	1,1E+15	-	-
156	12	110	-	-	-	39,5	33,5	6,5	S	2,7E+15	-	-
157	32, 39	110	-	-	-	37	26	6,8	S	5E+15	9	-
158	10, 12, 22, 32, 39	115	12	13	-	35,8	35,1	7,5	S	2,2E+16	-	-
159	39	115	12	13	-	36	28	6,1	S	1,1E+15	-	-
160	10, 32, 39	117	11	10	-	40,4	28	6,6	W	3,3E+15	9	-
161	10	121	-	-	-	40,4	29,9	5,8	S	6,1E+14	-	15
162	18	124	-	-	-	40,8	30	6,5	C	2,7E+15	10	-
163	4	125	-	-	-	39,5	43,9	7,4	S	1,7E+16	-	-
164	32, 39	127	-	-	-	40,6	37	6,8	W	5E+15	9	-
165	39	128	-	-	-	37,3	36,8	6,1	S	1,1E+15	-	-
166	39	129	-	-	-	40,4	29,4	6,1	S	1,1E+15	-	-
167	10, 39	130	-	-	-	33,3	36	6	S	9,3E+14	-	20
168	39	138	-	-	-	36,3	28	6,1	S	1,1E+15	-	-
169	39	138	-	-	-	40,2	26,4	6,1	S	1,1E+15	-	-
170	10, 22, 32, 38	142	-	-	-	36,6	28	7	W	7,6E+15	10	-
171	39	144	-	-	-	36,6	29,1	6,1	S	1,1E+15	-	-
172	12, 39	155	-	-	-	40,1	27,5	6,5	S	2,7E+15	-	-
173	32, 39	155	-	-	-	36,3	28	7,6	W	2,7E+16	10	-

Приложение 2 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
174	18, 22	160 ±1	6	-	-	39,2	26,5	7	C	7,6E+15	10	-
175	10	161	-	-	-	34,7	40,7	6	S	9,3E+14	-	18
176	32, 39	165	-	-	-	38,4	26,9	6,5	W	2,7E+15	8	-
177	39	170	-	-	-	40,8	29,9	6,1	S	1,1E+15	-	-
178	10, 32, 39	170	5	3	-	40,1	28	7	S	7,6E+15	9	-
179	18	175	-	-	-	37,6	21,7	6,2	C	1,4E+15	9	-
180	18, 32	177	-	-	-	38,4	27,1	7,6	W	2,7E+16	10	-
181	12, 18, 22	181	4	3	-	40,5	31	6,2	S	1,4E+15	9	-
182	39	212	-	-	-	41	29	5,7	S	5E+14	-	-
183	39	220	-	-	-	36,3	36,1	6,1	S	1,1E+15	-	-
184	39	233	-	-	-	33,5	36,3	5,7	S	5E+14	-	-
185	36, 37	233	-	-	-	34,5	38,3	7	S	7,6E+15	10	-
186	12, 22	236	-	-	-	40,9	36	6,5	S	2,7E+15	8-9	-
187	18, 22	241	-	-	-	37,8	28,8	6,7	C	4E+15	9	-
188	10	242	-	-	-	37,3	36,5	7,5	S	2,2E+16	-	45
189	32, 39	245	-	-	-	36,3	36,1	7,6	W	2,7E+16	10	-
190	32, 39	251	7	9	-	35,6	25	7,5	W	2,2E+16	9	61
191	32	253	-	-	-	39,1	27,2	6,8	W	5E+15	9	-
192	22, 32, 39	268	-	-	-	40,6	29,8	6,6	W	3,3E+15	8	-
193	39	272	-	-	-	36,3	36,1	6,1	S	1,1E+15	-	-
194	10, 23	275	-	-	-	45,2	36,5	6,4	S	2,2E+15	-	20
195	39	290	5	14	-	37,1	35,8	6,1	S	1,1E+15	-	-
196	22, 36, 37	303	-	-	-	34,1	35,6	7,4	C	1,7E+16	10	-
197	10, 39	306	-	-	-	33,8	34,3	7,2	S	1,2E+16	-	-
198	32, 39	325	-	-	-	41	29	6,8	W	5E+15	9	-
199	10	330	-	-	-	35	34	6,3	S	1,7E+15	-	14
200	22	332	-	-	-	35,2	33,8	7	C	7,6E+15	9	-
201	32	334	-	-	-	41,4	19,6	6,3	W	1,7E+15	8	-
202	10, 32, 39	334	-	-	-	36,5	36,1	6,8	W	5E+15	9	-
203	18, 22	334 ±1	6	-	-	36,8	27,3	6,7	C	4E+15	9	-
204	39	335	-	-	-	40,6	37	6,1	S	1,1E+15	-	-
205	39	336	-	-	-	36	28	6,1	S	1,1E+15	-	-
206	10	337	-	-	-	35	33	7	S	7,6E+15	-	20
207	4	341	-	-	-	38	38,3	6	S	9,3E+14	>8	-
208	22, 39	341	-	-	-	36,3	36,1	6,1	S	1,1E+15	-	-
209	22, 39	342	-	-	-	34,8	32,4	6,7	S	4E+15	-	-
210	39	343	-	-	-	35,2	33,3	6,1	S	1,1E+15	-	-
211	22, 39	343	-	-	-	40,6	37	6,1	S	1,1E+15	-	-
212	18, 22, 32, 39	344	-	-	-	35,9	28	6,8	W	5E+15	9-10	-
213	39	345	-	-	-	36,3	36,1	5,7	S	5E+14	-	-
214	10, 39	345	-	-	-	40,6	36,9	5,8	S	6,1E+14	-	15
215	18, 32	345	-	-	-	41,2	19,6	6,2	W	1,4E+15	8-9	-
216	10, 22	348	-	-	-	34,2	35,7	6,5	S	2,7E+15	-	23
217	39	349	-	-	-	33,8	35,5	6,7	S	4E+15	-	-
218	39	350	10	-	-	40,8	30	6,1	S	1,1E+15	-	-
219	39	356	-	-	-	41	29	5,7	S	5E+14	-	-
220	32	358	-	-	-	40	20	6,3	W	1,7E+15	9	-
221	10, 22, 32, 30, 39	358	-	-	-	40,8	29,9	6,8	W	5E+15	9	-
222	18, 32	358	-	-	-	40,6	29,6	7,6	W	2,7E+16	9	-
223	10, 18, 26	362	-	-	-	31,3	35,6	6,7	S	4E+15	-	23
224	22, 32, 39	362	-	-	-	40,6	29,9	6,8	W	5E+15	9	-

Приложение 2 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
225	10, 22, 38, 39	363	-	-	-	41	29	5,8	S	6,1E+14	-	15
226	22	363	5	18	-	31,7	35,2	7	C	7,6E+15	10	-
227	10, 18, 22, 32, 39	365	7	21	-	34,7	24	8,3	S	1,2E+17	11	150
228	4	368	-	-	-	39,5	43,9	7,2	S	1,2E+16	10	-
229	12, 18, 22, 32, 39	368	10	11	-	40,5	29,7	6,8	W	5E+15	8-9	-
230	22	370	-	-	-	34,6	32,4	7	C	7,6E+15	9	-
231	18	375	-	-	-	37,9	22,8	7	C	7,6E+15	9	-
232	18	375	-	-	-	37,7	29	7	C	7,6E+15	9	-
233	39	376	-	-	-	41	29	6,1	S	1,1E+15	-	-
234	39	382	-	-	-	41	29	6,1	S	1,1E+15	-	-
235	10	394	-	-	-	35,8	36,3	7,1	S	9,3E+15	-	-
236	22, 39	394	9-	-	-	41	29	6,1	S	1,1E+15	-	32
			10									
237	39	396	-	-	-	36,3	36,1	6,1	S	1,1E+15	-	-
238	22, 39	396	-	-	-	41	29	6,1	S	1,1E+15	-	-
239	39	398	-	-	-	41	29	5,7	S	5E+14	-	-
240	18	400	-	-	-	37,9	22,8	6,7	C	4E+15	9-10	-
241	8, 39	400	-	-	-	42,9	41	6,1	S	1,1E+15	8	-
242	22, 39	402	2	-	-	41	29	6,1	S	1,1E+15	-	10
243	22	407	4	1	-	41	29	5,7	C	5E+14	7-8	-
244	22, 39	408	7	5	-	41	29	5,7	S	5E+14	-	-
245	39	412	-	-	-	41	29	5,7	S	5E+14	-	-
246	18, 22	417	-	-	-	37,1	29,3	7	C	7,6E+15	10	-
247	10, 22	419	-	-	-	33	35,5	6,1	S	1,1E+15	-	-
248	39	426	-	-	-	38,8	22,8	7,4	S	1,7E+16	-	20
249	10, 32, 38, 39	427	-	-	-	41	29	6,8	W	5E+15	9	-
250	2, 3, 8, 10, 23, 26	427	-	-	-	40,5	46,5	6,5	S	2,7E+15	-	-
251	18	430	-	-	-	35	25	6,1	C	1,1E+15	9	15
252	39	430	-	-	-	41	29	6,1	S	1,1E+15	-	-
253	39	434	-	-	-	35	36,2	6,1	S	1,1E+15	-	-
254	39	434	-	-	-	41	29	5,7	S	5E+14	-	-
255	32, 39	438	-	-	-	41,1	28,8	6,8	W	5E+15	9	-
256	39	438	-	-	-	35,4	25	6,1	S	1,1E+15	-	-
257	32	439	-	-	-	35,7	25,2	7,6	W	2,7E+16	10	-
258	19	440	-	-	-	29,5	51,3	6,3	S	1,7E+15	-	61
		±200										
259	10, 39	440	10	26	-	41	29	5,8	S	6,1E+14	-	-
260	32	444	-	-	-	40,8	29,8	6,7	W	4E+15	8	15
261	22, 39	446	01	26	-	40,7	29,3	6,1	S	1,1E+15	-	-
262	10, 18, 32, 38, 39	447	12	08	-	40,8	29,6	7,5	W	2,2E+16	9-10	-
263	32, 39	448	11	06	-	34,8	24,8	7,2	W	1,2E+16	9	-
264	32, 39	450	01	26	-	40,4	28,4	7	W	7,6E+15	9	-
265	22	453 ±3	-	-	-	34,4	35,8	6,7	S	4E+15	-	-
266	39	453	-	-	-	42,5	43,5	5,7	S	5E+14	-	-
267	39	454	09	-	-	34	36	5,7	S	5E+14	-	-
268	10, 22, 32, 39	458	09	14	-	36,2	36,4	7,7	S	3,3E+16	-	20
269	10, 12, 22, 32, 38	460	-	-	-	40,4	27,9	6,6	W	3,3E+15	8	-

Приложение 2 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
270	4, 10, 23	461	-	-	-	39,2	42,6	7	S	7,6E+15	8	-
271	10, 39	464	-	-	-	40,4	27,8	7,3	S	1,4E+16	-	16
272	39	470	-	-	-	41	29	5,7	S	5E+14	-	-
273	22	476	-	-	-	36,4	28,2	6,7	C	4E+15	-	-
274	22, 32	477	-	-	-	40,9	28,8	7	W	7,6E+15	10	-
275	18, 32	477	-	-	-	36,3	28,3	6,7	W	4E+15	8-9	-
276	39	477	-	-	-	35,3	35,9	5,7	S	5E+14	-	-
277	18, 32	478	-	-	-	40,8	29	6,8	W	5E+15	9	-
278	10, 38, 39	478	09	25	-	40,9	28,8	7	S	7,6E+15	-	16
279	32	478	-	-	-	40,2	26,3	6,8	W	5E+15	9	-
280	8	480	09	-	-	44,4	33,3	6,1	S	1,1E+15	8	15
281	10, 32, 39	488	09	26	-	40,8	29,4	7	W	7,6E+15	10	-
282	18, 22	494	-	-	-	37,7	29	7,4	C	1,7E+16	10	-
283	10, 39	494	-	-	-	34,3	35,8	6,6	S	3,3E+15	-	35
284	4, 10, 12, 22, 23, 39	499	-	-	-	38,1	38,6	7,5	S	2,2E+16	10	-
285	18	500	-	-	-	37,6	21,7	6,7	C	4E+15	9	-
286	10	500	-	-	-	36,3	36,2	7,3	S	1,4E+16	-	35
287	39	500	-	-	-	40,8	29,9	6,1	S	1,1E+15	-	-
288	10	500	-	-	-	42,7	76,5	6,7	S	4E+15	-	20
289	10, 22, 39	502	08	21	-	33	34,8	7	S	7,6E+15	-	28
290	39	505	-	-	-	36,3	28	6,1	S	1,1E+15	-	-
291	39	506	-	-	-	40,6	36,9	5,7	S	5E+14	-	-
292	32, 39	506	-	-	-	36,3	36,1	6,8	S	5E+15	9	-
293	32	506	-	-	-	41,1	19,6	6,3	W	1,7E+15	8	-
294	18, 22, 32, 39	515	-	-	-	36	28,3	6,7	W	4E+15	9	-
295	39	517	-	-	-	37,2	35,9	6,1	S	1,1E+15	-	-
296	39	517	-	-	-	41	29	5,7	S	5E+14	-	-
297	12, 18, 22, 32	518	-	-	-	41,7	21	6,8	W	5E+15	10	-
298	39	518	05	-	-	36,9	36,6	6,1	S	1,1E+15	-	-
299	10	521	-	-	-	37	36,5	7,4	S	1,7E+16	-	40
300	18, 32	522	-	-	-	41,1	19,6	6,4	W	2,2E+15	8-9	-
301	18, 22, 39	522	-	-	-	38	23	6,1	S	1,1E+15	-	-
302	32	524	-	-	-	37,9	22,8	6,6	W	3,3E+15	9	-
303	39	524	-	-	-	37,2	35,9	6,1	S	1,1E+15	-	-
304	39	525	05	20	-	33,5	35,4	6,1	S	1,1E+15	-	-
305	39	526	-	-	-	41	29	5,7	S	5E+14	-	-
306	10, 22, 32, 39	526	05	29	-	36,3	36,1	6,8	S	5E+15	9	-
307	39	527	-	-	-	41	29	5,7	S	5E+14	-	-
308	39	528	-	-	-	36,6	29,1	5,7	S	5E+14	-	-
309	10, 39	528	-	-	-	40,7	35,9	5,8	S	6,1E+14	-	15
310	10, 22, 26, 32, 36, 37	529	11	29	-	36,8	36,3	7	S	7,6E+15	10	-
311	39	529	-	-	-	33,8	35,6	5,7	S	5E+14	-	-
312	22, 39	532	-	-	-	35	36,8	5,7	S	5E+14	-	-
313	22, 39	533	11	-	-	41	29	5,7	S	5E+14	-	-
314	10	535	01	05	-	36,2	36,3	6,3	S	1,7E+15	-	15
315	22, 32, 39	541	08	16	-	41,1	28,9	6,7	S	4E+15	8	-
316	18, 22	543	-	-	-	37,9	22,8	7	C	7,6E+15	9	-
317	18, 22, 32, 39	543	09	06	-	40,4	27,8	7,2	S	1,2E+16	9	-
318	18, 22, 39	546	04	08	-	41	29	5,7	S	5E+14	9	-
319	10, 39	550	-	-	-	40,9	28,5	7,2	S	1,2E+16	-	25

Приложение 2 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
320	10, 22, 39	551	07	09	–	34	35,5	7,3	S	1,4E+16	–	28
321	12, 29, 32	551	–	–	–	38,9	22,7	7	W	7,6E+15	10	–
322	18, 32, 33, 39	551	07	–	–	38,4	22,4	7,2	W	1,2E+16	10	–
323	39	553	–	–	–	36,3	36,1	5,7	S	5E+14	–	–
324	32, 39	553	08	15	–	40,8	29,1	7,6	S	2,7E+16	10	–
325	39	554	–	–	–	33,8	35,6	6,7	S	4E+15	–	–
326	22	554	08	15	–	40,4	30	6,4	C	2,2E+15	–	–
327	10, 12, 38	554	08	16	–	41	29	5,8	S	6,1E+14	–	15
328	32	554	–	–	–	36,8	27,4	7	W	7,6E+15	10	–
329	26, 32	555	08	15	–	41	29,5	7,5	W	2,2E+16	9	–
330	18	556	–	–	–	36,9	26,9	6,2	C	1,4E+15	9–10	–
331	39	557	–	–	–	36,3	36,1	5,7	S	5E+14	–	–
332	39	557	04	02	–	41	29	6,1	S	1,1E+15	–	–
333	39	557	10	16	–	41	29	6,1	S	1,1E+15	–	–
334	10, 22, 32, 38, 39	557	12	14	–	40,9	28,8	7	W	7,6E+15	9	–
335	18	560	–	–	–	35	25	6,1	C	1,1E+15	9	–
336	39	561	–	–	–	37,2	35,9	6,1	S	1,1E+15	–	–
337	10, 39	565	–	–	–	34,9	36,4	7	S	7,6E+15	–	55
338	10, 38	567	–	–	–	45,6	15,3	6	S	9,3E+14	–	16
339	22	570	–	–	–	36,3	36,3	6	C	9,3E+14	–	–
340	22, 39	580	–	–	–	36,3	36,1	5,7	S	5E+14	–	–
341	32	580	–	–	–	38	22,8	6,3	S	1,7E+15	9	–
342	22, 39	583	05	10	–	41	29	5,7	S	5E+14	–	–
343	22, 32, 39	587	09	30	–	36,3	36,1	6,8	W	5E+15	9	–
344	10, 32	597	–	–	–	41	23,9	6,8	W	5E+15	9	–
345	18, 36, 37	599	–	–	–	31,3	35,7	6,2	S	1,4E+15	9	–
346	19	600	–	–	–	29,5	51,3	6,5	S	2,7E+15	–	–
		±100										
347	18	601	–	–	–	37,7	29	6,1	S	1,1E+15	9	–
348	39	601	04	20	–	41	29	5,7	S	5E+14	–	–
349	2, 3, 4, 11, 13, 23	602	04	–	–	38,7	41,6	6	S	9,3E+14	8	–
350	10, 39	611	–	–	–	41	29	5,8	S	6,1E+14	–	15
351	32	620	–	–	–	40,6	23,3	6,6	W	3,3E+15	8	–
352	18	620	–	–	–	35	25	6,1	C	1,1E+15	9	–
353	10	628	06	–	–	32,5	35,5	6,6	S	3,3E+15	–	35
354	10, 36, 37	634	–	–	–	36,2	37,2	6,3	S	1,7E+15	8	–
355	22	634	09	–	–	31,7	35,2	6,2	C	1,4E+15	–	–
356	39	639	–	–	–	36,3	36,1	5,7	S	5E+14	–	–
357	8, 10	650	–	–	–	42,6	47,7	6,1	S	1,1E+15	–	20
358	10, 22	658	06	–	–	32,5	35,5	6,6	S	3,3E+15	–	28
359	10, 32, 38, 39	667	–	–	–	40,6	23,5	6,6	W	3,3E+15	8	–
360	18	670	–	–	–	35	25	6,1	C	1,1E+15	9	–
361	10, 23	678	–	–	–	38,2	39,5	7,8	S	4E+16	10	26
362	32, 39	688	–	–	–	38,4	27	6,5	W	2,7E+15	9	–
363	32	700	–	–	–	40,8	23,2	6,6	W	3,3E+15	7	–
364	31	710	–	–	–	31,7	35,2	6,1	C	1,1E+15	–	–
365	10, 22	713	02	28	–	35,7	36,3	7,4	S	1,7E+16	–	30
366	36, 37	713	03	20	–	36,8	36,3	6,1	C	1,1E+15	9	–
367	39	715	–	–	–	36,5	37,9	6,7	S	4E+15	–	–
368	32, 39	715	–	–	–	40,4	29,7	6,8	W	5E+15	9	–

Приложение 2 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
369	36, 37	716	-	-	-	39,8	64,4	6,5	-	2,7E+15	9	-
370	39	716	-	-	-	36,3	36,1	5,7	S	5E+14	-	-
371	39	718	-	-	-	37,2	38,8	6,1	S	1,1E+15	-	-
372	39	726	-	-	-	40	46	6,1	S	1,1E+15	-	-
373	10, 39	732	-	-	-	41	29	5,8	S	6,1E+14	-	15
374	11, 13, 30	734	-	-	-	31	60,5	6,6	S	3,3E+15	-	-
375	2,3,4,5,10,11, 13, 23, 26, 30	735	07	21	-	39,5	45,8	7	S	7,6E+15	10	-
376	10, 18, 22, 32, 38, 39	740	10	26	-	41	28,3	7,4	W	1,7E+16	9-10	-
377	39	741	-	-	-	39,5	43,5	5,7	S	5E+14	-	-
378	23	742	-	-	-	42,4	44,9	6,4	S	2,2E+15	8,5	18
379	10, 11, 13, 20, 30	743	-	-	-	35,3	52,3	7,2	S	1,2E+16	9	-
380	10, 26	746	01	18	-	32	35,5	7,3	S	1,4E+16	-	20
381	10, 22, 31	748	-	-	-	32,4	35,8	6,5	S	2,7E+15	-	16
382	10	749	01	25	-	36,5	43,5	7	S	7,6E+15	-	18
383	10, 31	756	05	03	-	32	35,5	6,9	S	6,1E+15	-	25
384	36, 37	757	-	-	-	37	35,6	5,7	S	5E+14	7	-
385	8, 10, 11, 13, 26, 30	763	-	-	-	33,3	59,3	7,6	S	2,7E+16	-	-
386	31	765	-	-	-	31,7	35,2	6,1	C	1,1E+15	-	-
387	10, 39	775	-	-	-	36,5	36,7	6,7	S	4E+15	-	30
388	39	789	02	08	-	41	29	6,1	S	1,1E+15	-	-
389	10, 39	791	-	-	-	36,2	36,7	6,8	S	5E+15	-	30
390	36, 37	796	-	-	-	31,2	29,9	6	S	9,3E+14	8	-
391	22, 32, 39	796	04	07	-	34,8	24,6	7,2	W	1,2E+16	8	61
392	22, 39	796	05	04	-	41	29	6,1	S	1,1E+15	-	-
393	10, 23	800	-	-	-	35,7	38,7	6,4	S	2,2E+15	9	12
394	4, 23, 38	802	-	-	-	39,7	39,5	7	S	7,6E+15	9	-
395	36, 37	803	-	-	-	37	35,6	6	S	9,3E+14	8	-
396	11, 13, 30	805	12	02	-	29,5	60,5	7	S	7,6E+15	-	-
397	10, 32	815	-	-	-	41	28	6,6	W	3,3E+15	9	-
398	8, 10, 11 13, 20, 26, 30, 36, 37	818	05	15	-	36,8	66,2	7,5	S	2,2E+16	8	50
399	10, 22, 36, 37, 39	835	-	-	-	36,8	36,3	6,1	S	1,1E+15	-	14
400	4	840	06	-	-	40,3	41,5	6,5	S	2,7E+15	9	-
401	8, 10, 11, 13, 23, 30	840	07	-	-	35,2	60,4	6,5	S	2,7E+15	-	-
402	10, 11, 13, 20, 30, 36, 37	840	-	-	-	31,3	48,7	6,5	S	2,7E+15	8	-
403	10	844	09	18	-	34,4	36,3	7,7	S	3,3E+16	-	20
404	22, 36, 37, 39	847	11	24	-	34	36	6,9	C	6,1E+15	9	-
405	10, 23	847	-	-	-	35,5	43,5	7,3	S	1,4E+16	9	16
406	2, 3, 4, 5, 8, 26, 39	851	85	-	-	40	44,6	6,1	S	1,1E+15	8-9	-
407	8, 10	853	-	-	-	36,2	58,8	5,8	S	6,1E+14	-	10
408	10, 36, 37	854	-	-	-	32,8	35,5	7	S	7,6E+15	10-11	-
409	39	854	-	-	-	40	45	6,1	S	1,1E+15	-	-

Приложение 2 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
410	11, 13, 20, 23, 30	855	85	-	-	35,6	51,5	7,1	S	9,3E+15	9	-
411	39	856	-	-	-	38,3	22,5	5,7	S	5E+14	-	-
412	8, 10, 11, 12, 13, 20, 23, 26, 30, 36, 37	856	12	22	-	36,2	54,1	7,9	S	5E+16	9	-
413	2, 3, 4, 10, 11, 13, 20, 23, 30	858	-	-	-	38,1	46,3	6	S	9,3E+14	>7	-
414	2, 3, 4, 8, 26, 39	858	-	-	-	40	44,6	6,1	S	1,1E+15	>9	-
415	10, 22, 32, 36, 37, 39	859	04	08	-	36,8	36,3	8	S	6,1E+16	10-11	30
416	23	860	-	-	-	35,5	52,5	6,2	S	1,4E+15	8,5	15
417	10	860	05	23	-	33,5	44,5	6,5	S	2,7E+15	-	20
418	22, 39	860	05	23	-	41	29	5,7	S	5E+14	-	-
419	2, 3, 4, 8, 11, 13, 22, 26, 32, 39	863	02	-	-	40	44,6	6,5	S	2,7E+15	8	-
420	39	865	05	16	-	35	25	6,7	S	4E+15	-	-
421	32, 39	865	05	16	-	41	29	6,8	W	5E+15	9	-
422	32, 39	867	-	-	-	36,3	36,1	6,8	W	5E+15	9	-
423	10, 38, 39	867	01	09	-	40,8	29,3	6,1	S	1,1E+15	-	14
424	2, 3, 4, 32, 39	869	-	-	-	40	44,6	6,7	S	4E+15	>9	-
426	10, 11, 13, 20, 30, 36, 37	872	06	22	-	33,1	47,2	6,8	S	5E+15	>8	-
427	10, 11, 13, 20, 23, 30	874	11	12	-	37,2	55,3	6	S	9,3E+14	>7	-
428	10	881	-	-	-	33	35	6,5	S	2,7E+15	-	15
429	22, 36, 37	885	11	-	-	30,1	31,3	6,4	S	2,2E+15	9-10	-
430	2,3,4,5,8, 10, 11, 13, 20, 22, 23, 30, 38, 39	893	-	-	-	40	44,6	7	S	7,6E+15	10	-
431	1, 2, 3, 8, 10, 23, 26, 36, 37	894	-	-	-	37,7	47,5	7,4	S	1,7E+16	10	28
432	4	895	-	-	-	39,4	46,2	6,5	S	2,7E+15	9	-
433	32	896	02	-	-	40,5	22,2	6	W	9,3E+14	8	-
434	10, 38, 39	896	03	-	-	41	22,7	6,1	S	1,1E+15	-	14
435	10, 39	896	09	04	-	41	22,7	6,1	S	1,1E+15	-	14
436	10, 38	901	03	31	7; 10	43,4	28,7	7,2	S	1,2E+16	-	14
437	10, 36, 37	902	06	-	-	33,3	44,4	6,5	S	2,7E+15	9	-
438	2, 3, 4, 5, 8, 10, 11, 13, 20, 22, 23, 30	906	-	-	-	39,8	45,2	7	S	7,6E+15	10	-
439	39	913	-	-	-	36	25	5,7	S	5E+14	-	-
440	10	914	04	-	-	40	64	6,1	S	1,1E+15	-	13
441	39	915	-	-	-	41	29	5,7	S	5E+14	-	-
442	4, 38	915	-	-	-	39,4	46,2	6,5	S	2,7E+15	8	-
443	8	918	-	-	-	42,1	48,2	6,1	O	1,1E+15	8	-
444	12	926	-	-	-	38,5	27,5	6,5	S	2,7E+15	-	-
445	18, 22, 32	926	-	-	-	41	27,5	6,6	W	3,3E+15	8-9	-
446	10	940	08	20	-	38	58,3	7,1	S	9,3E+15	-	-

Приложение 2 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
447	8,10,26	942	06	-	-	39,5	64	6,7	S	4E+15	-	-
448	8,10,11 13, 20, 23, 26	943	08	-	-	37,6	57	7,4	S	1,7E+16	>9	20
449	22, 39	945	-	-	-	41	29	5,7	S	5E+14	-	-
450	22, 36, 37	950	07	26	-	30,1	31,3	6,7	S	4E+15	8-9	-
451	22, 36, 37	951	09	15	-	31,2	29,9	6	C	9,3E+14	8-9	18
452	10, 36, 37	951	09	-	-	36,2	37,2	6,8	S	5E+15	8-9	20
453	22, 36, 37	956	01	01	-	31,2	29,9	6	S	9,3E+14	8	-
454	3, 6, 10, 11, 13, 20, 23, 26, 30, 36, 37	958	02	23	-	35,8	51,4	7,4	S	1,7E+16	10-11	-
455	10, 11, 13, 20, 30, 36, 37	958	04	-	-	34,5	45,8	6,4	S	2,2E+15	9	-
456	39	960	-	-	-	41	29	6,1	S	1,1E+15	-	-
457	39	963	07	22	-	36,6	37	6,1	S	1,1E+15	-	-
458	12, 18, 22, 41	967	09	-	-	40,8	32	7,4	S	1,7E+16	10	-
459	39	968	09	02	-	41	29	6,1	S	1,1E+15	-	-
460	32, 39	968	09	03	2; 00	41,2	34,8	6,8	W	5E+15	9	-
461	32	968	12	22	-	39,3	20,2	6	W	9,3E+14	7	-
462	10, 22, 39	972	10	12	-	36	36,3	6,8	S	5E+15	-	-
463	10, 36, 37	974	-	-	-	33,3	36,3	6,1	S	1,1E+15	8-9	-
464	10, 38	975	10	26	-	41	29	5,8	S	6,1E+14	-	15
465	39	985	09	23	-	40,4	28,9	6,1	S	1,1E+15	-	-
466	10	986	05	13	-	36,3	43,3	6,5	S	2,7E+15	-	14
467	24, 32, 39	986	10	26	-	40,8	29,2	7,5	W	2,2E+16	9	-
468	10, 23, 36, 37	986	11	-	-	36,4	43,1	6,6	S	3,3E+15	8-9	-
469	10, 22, 36, 37, 39	991	04	05	-	33,5	36,3	7,1	S	9,3E+15	9	22
470	2, 3, 4, 10, 12, 23, 39, 41	995	12	31	-	36,6	40	7,5	S	2,2E+16	10	-
471	32	996	-	-	-	38,3	22,4	6,8	W	5E+15	9	-
472	18	1000	-	-	-	37,8	23,2	6,1	S	1,1E+15	9	-
473	10	1002	11	10	-	36,5	36,5	6,8	S	5E+15	-	18
474	4, 38, 39	1004	-	-	-	38,1	38,3	7	S	7,6E+15	9	-
475	10, 11, 13, 20, 30, 36, 37	1008	04	27	-	34,6	47,5	7	S	7,6E+15	9	-
476	11, 13, 20, 30, 36, 37	1008 весна	-	-	-	27,7	52,4	6,5	S	2,7E+15	8	-
477	10, 32, 39	1010	01	08	-	40,6	27	7,3	S	1,4E+16	10	-
478	10, 38, 39	1010	03	09	-	41	29	5,8	S	6,1E+14	-	15
479	2, 3, 4, 23, 39	1011	-	-	-	39,7	39,5	7	S	7,6E+15	10	-
480	39	1012	-	-	-	39,1	42,5	5,7	S	5E+14	-	-
481	4	1016	-	-	-	40,7	43,8	6	S	9,3E+14	8	-
482	4, 38	1022	10	03	-	40,5	43,6	6	S	9,3E+14	8	-
483	39	1029	01	20	-	33,5	36,3	6,1	S	1,1E+15	-	-
484	10, 39	1031	08	13	-	41	29	5,8	S	6,1E+14	-	15
485	39	1033	03	06	-	41	29	5,7	S	5E+14	-	-
486	12, 31	1033	12	05	-	32,5	35,5	7,4	S	1,7E+16	-	-
487	10	1034	-	-	-	41	29	5,8	S	6,1E+14	-	15
488	10, 36, 37	1034	01	04	-	32,8	35,5	7	S	7,6E+15	10-11	-
489	12, 41	1035	05	-	-	40,8	33	6,5	S	2,7E+15	-	-
490	4, 38	1036	-	-	-	40,5	43,6	6,1	S	1,1E+15	8-9	-

Приложение 2 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
491	39	1037	12	18	4; 00	37,1	38,8	5,7	S	5E+14	-	-
492	32, 39	1038	11	02	-	41	28,6	6,6	S	3,3E+15	7	-
493	32, 39	1039	02	02	-	38,4	27,3	6,8	S	5E+15	9	-
494	39	1040	-	-	-	38,3	46,4	6,1	S	1,1E+15	-	20
495	39	1041	06	10	-	41	29	6,1	S	1,1E+15	-	-
496	10, 39	1042	08	21	-	34,2	37,7	7,2	S	1,2E+16	-	-
497	2, 3, 4, 10, 11, 13, 20, 23, 26, 30, 36, 37	1042	11	04	19; 30	38,1	46,3	7,6	S	2,7E+16	10-11	-
498	36, 37	1042	-	-	-	34,6	38,3	6	S	9,3E+14	8-9	-
499	2, 3, 4, 12, 23, 32, 39	1046	07	08	-	39,7	39,5	7,7	S	3,3E+16	10-11	-
500	36, 37	1046	-	-	-	37,9	40,2	6	S	9,3E+14	8-9	-
501	36, 37	1047	-	-	-	31,9	34,9	6,5	S	2,7E+15	9	-
502	12, 36, 37, 39, 41	1050	08	05	-	41	33,5	7,4	S	1,7E+16	-	-
503	8, 10, 11, 13, 20, 23, 26, 30	1052	06	02	-	36,2	57,8	7	S	7,6E+15	9	-
504	11, 13, 20, 30, 36, 37	1052	-	-	-	36,6	50,3	6,8	S	5E+15	>8	-
505	10, 39	1053	-	-	-	36,2	36,2	6,2	S	1,4E+15	-	12
506	10	1053	09	23	-	34,5	45,5	6,4	S	2,2E+15	-	16
507	39	1056	-	-	-	38,4	27,2	6,1	S	1,1E+15	-	-
508	10, 11, 13, 23, 30, 36, 37, 39	1058	12	08	18; 00	35,8	43,6	7,2	S	1,2E+16	9	25
509	31	1060	-	-	-	31,7	35,2	6,5	S	2,7E+15	-	-
510	10, 39	1063	07	30	-	34,4	36,2	6,7	S	4E+15	-	40
511	10, 32, 38, 39	1063	09	23	-	40,9	28,3	7,2	W	1,2E+16	8	-
512	4, 38	1064	-	-	-	40,5	43,6	7	S	7,6E+15	10	-
513	32	1064	09	23	-	40,4	28,9	6,8	W	5E+15	9	-
514	10, 11, 13, 30	1066	05	-	-	33,9	59,2	6,5	S	2,7E+15	-	-
515	26	1067	04	20	-	29,3	34,6	6,5	S	2,7E+15	-	-
516	39	1068	-	-	-	39,8	39,8	5,7	S	5E+14	-	-
517	10	1068	03	18	-	32	34,3	7	S	7,6E+15	-	16
518	12, 14	1068	03	18	-	28,5	36,7	7,4	S	1,7E+16	-	-
519	11, 13, 36, 37	1072	01	20	-	33,3	44,4	6	S	9,3E+14	-	-
520	39	1072	-	-	-	36,4	36,1	6,1	S	1,1E+15	-	-
521	39	1075	-	-	-	40,6	35	6,1	S	1,1E+15	-	-
522	10, 38, 39	1082	12	06	-	41	29	5,8	S	6,1E+14	-	15
524	39	1086	-	-	-	41	29	5,7	S	5E+14	-	-
525	11, 13, 20, 30	1087	11	-	-	34,4	48,1	5,9	S	7,6E+14	>7	-
526	32	1087	12	06	-	41	28,8	6,5	W	2,7E+15	8	-
527	2, 3, 4, 8, 10, 11, 13, 20, 23, 26, 32, 39	1088	08	16	-	41,4	43,4	6	S	9,3E+14	9	-
528	10, 39	1089	-	-	-	34,4	38,3	6,2	S	1,4E+15	-	12
529	8, 10	1091	-	-	-	45,7	26,6	6,4	S	2,2E+15	-	150
530	10, 36, 37, 39	1091	09	17	-	35,9	36,3	7,4	S	1,7E+16	-	30
531	10	1100	-	-	-	43,1	42,4	7,1	S	9,3E+15	-	17
532	10	1100	-	-	-	43,4	41	7,2	S	1,2E+16	-	15
533	8, 10, 23, 26	1101	-	-	-	36	59	6,5	S	2,7E+15	9,5	10

Приложение 2 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
534	8, 10, 11, 13, 26	1102	02	28	-	34,5	62,2	6,1	S	1,1E+15	-	14
535	4, 23, 38	1104	03	12	-	38,5	38,3	7,2	S	1,2E+16	10	-
536	2, 3, 5, 8, 39	1104	-	-	-	40,6	43,1	6,1	S	1,1E+15	-	25
537	8, 10	1107	02	12	3; 00	45,7	26,6	6,9	S	6,1E+15	-	150
538	10, 11, 13, 20, 30	1107	09	-	-	34,6	47,5	6,5	S	2,7E+15	8	11
539	39	1109	-	-	-	36,5	37,9	6,1	S	1,1E+15	-	-
540	2, 3, 10, 39	1111	-	-	-	38,5	43,4	6,3	S	1,7E+15	9	15
		зима										
541	10, 12, 39	1114	08	10	-	37,5	38	8	S	6,1E+16	-	30
542	39	1114	11	29	-	37,6	36,9	6,1	S	1,1E+15	-	-
543	10, 11, 13, 36, 37	1118	04	03	-	33,5	44,5	6,8	S	5E+15	-	24
544	10, 11, 13, 20, 23, 26, 30, 36, 37	1119	12	10	18; 00	36,4	50	6,5	S	2,7E+15	9-10	-
545	10, 23	1122	-	-	-	40,3	46,3	6,1	S	1,1E+15	7,5	24
546	36, 37	1122	-	-	-	37,5	47,5	5,7	S	5E+14	8	-
547	36, 37	1122	-	-	-	24,5	39,6	5,7	S	5E+14	8	-
548	8, 10	1122	10	-	-	45,7	26,6	6,1	S	1,1E+15	-	150
549	8, 10	1126	08	08	-	45,7	26,6	6,4	S	2,2E+15	-	150
550	39	1127	-	-	-	33,2	35,2	6,7	S	4E+15	-	-
551	10, 11, 13, 20, 23, 30	1127	-	-	-	36,4	53,5	6,8	S	5E+15	>8	14
552	10, 11, 13, 30, 36, 37	1130	02	27	-	33,8	45,5	7	S	7,6E+15	7	27
553	2, 3, 4, 5, 8, 10, 23, 39	1131	11	28	-	40,5	43,6	6	S	9,3E+14	8	16
554	36, 37	1135	03	-	-	33,3	44,4	5,7	S	5E+14	7	-
555	10, 11, 13, 23, 30	1135	07	25	-	36,1	45,9	6,3	S	1,7E+15	7,5	28
556	10, 11, 13, 23, 30	1135	08	13	-	36,1	45,9	6,4	S	2,2E+15	-	30
557	10, 23	1136	-	-	-	36	43,5	7	S	7,6E+15	9	20
558	10, 23	1137	09	19	-	37	38	7,4	S	1,7E+16	10	18
559	38	1138	-	-	-	39,4	46,2	6,6	S	3,3E+15	-	-
560	39	1138	09	08	-	36,3	37,2	6,1	S	1,1E+15	-	-
561	2, 3, 4, 5, 8, 10, 11, 13, 23, 39	1139	09	30	-	40,3	46,2	7,5	S	2,2E+16	10	23
562	26, 32, 36, 37, 39	1139	10	-	-	36,2	37,2	6,8	S	5E+15	10-11	15
563	39	1140	-	-	-	35,9	39	6,1	S	1,1E+15	-	-
564	39	1147	-	-	-	38,5	22,5	6,1	S	1,1E+15	-	-
565	10	1149	-	-	-	34	45,5	7,4	S	1,7E+16	-	25
566	10	1149	-	-	-	35,9	36,4	6,6	S	3,3E+15	-	30
567	10, 11, 13, 20, 30, 36, 37	1150	04	01	-	34,5	45,8	5,9	S	7,6E+14	>7	-
568	39	1151	-	-	-	40,6	43,1	6,1	S	1,1E+15	-	-
569	36, 37	1151	09	28	-	32,6	36,7	6,2	S	1,4E+15	8	12
570	10, 39	1152	03	22	-	32,6	36,7	6	S	9,3E+14	-	12

Приложение 2 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
571	39	1155	-	-	-	34,4	35,8	6,1	S	1,1E+15	-	-
572	36, 37	1156	10	05	-	35,2	36,7	7	S	7,6E+15	9-10	-
573	10	1156	05	18	-	36,5	36,6	7,3	S	1,4E+16	-	30
574	10, 39	1157	07	15	-	35,4	36,5	6,1	S	1,1E+15	-	30
575	10, 12, 39	1157	08	12	-	35,2	36,3	7,2	S	1,2E+16	-	20
576	26	1160	-	-	-	32	35,5	6,1	S	1,1E+15	-	-
577	2, 3, 4, 39	1161	-	-	-	39,7	39,5	5,7	S	5E+14	>8	-
578	2, 3, 4, 10	1166	-	-	-	39,7	39,5	5,7	S	5E+14	8	-
579	2, 3, 4, 10, 23, 39	1169	-	-	-	39,7	39,5	6	S	9,3E+14	>9	-
580	8, 10	1170	04	01	-	45,7	26,6	7	S	7,6E+15	8	150
581	12, 36, 37, 39	1170	06	30	-	36,2	37,2	7	S	7,6E+15	9-10	-
582	10	1170	07	17	-	35	36,4	7,7	S	3,3E+16	-	40
583	8, 10, 26	1175	-	-	-	37,5	65,5	7,1	S	9,3E+15	9-10	15
584	10, 11, 13, 20, 23, 30, 36, 37	1177	05	-	-	35,9	50,8	7,2	S	1,2E+16	9	-
585	10, 36, 37	1177	-	-	-	33,5	44,3	6	S	9,3E+14	8	10
586	10, 11, 13, 20, 23, 30, 36, 37	1179	04	29	-	36,5	44,2	7,1	S	9,3E+15	10-11	16
587	10, 26	1182	-	-	-	32,7	36,7	6,7	S	4E+15	-	30
588	10, 39	1183	-	-	-	36	36,3	6,3	S	1,7E+15	-	12
589	4, 38	1187	-	-	-	40,7	45	6,1	S	1,1E+15	8-9	-
590	39	1190	-	-	-	37,2	33,2	6,1	S	1,1E+15	-	-
591	39	1190	09	-	-	36,3	36,1	6,1	S	1,1E+15	-	-
592	8, 23	1192	07	-	-	40,7	48,6	6,1	S	1,1E+15	9	10
593	8, 10	1196	02	13	7; 00	45,7	26,6	7	S	7,6E+15	8	150
594	10, 36, 37, 39	1201	06	02	-	34	36,2	8	S	6,1E+16	10-11	40
595	10, 12, 26, 36, 37, 39	1202	05	20	-	34	36	7,5	S	2,2E+16	8	-
596	39	1204	-	-	-	36,2	37,1	6,1	S	1,1E+15	-	-
597	39	1205	-	-	-	33,7	35,5	6,1	S	1,1E+15	-	30
598	10	1208	-	-	-	36	58,8	6,2	S	1,4E+15	-	-
599	10, 23, 32, 36, 37	1208	-	-	-	38,7	42,5	6,7	S	4E+15	9-10	-
600	10, 26	1208	07	16	-	42	60	7,6	S	2,7E+16	-	10
601	8, 10, 11, 13, 20, 23, 30, 36, 37	1209	-	-	-	36,4	58,7	7,6	S	2,7E+16	10	35
602	14, 36, 37	1212	05	02	-	29,6	35	6,4	S	2,2E+15	8-9	10
603	39	1219	01	11	-	40,6	43,1	6,1	S	1,1E+15	-	15
604	2, 3, 4, 8, 11, 13	1220	01	11	-	41,2	44,8	6	S	9,3E+14	8	-
605	36, 37	1220	05	20	-	33,8	36,2	7,6	S	2,7E+16	9	-
606	10, 39	1222	05	-	-	34,5	33	6,6	S	3,3E+15	-	-
607	36, 37	1225	03	04	-	36,4	43,1	5,7	S	5E+14	7	-
608	10, 11, 13, 23, 30, 36, 37	1226	11	18	6; 00	35,3	46	6,5	S	2,7E+15	8-9	15
609	10, 23	1227	-	-	-	35,8	44,4	7,6	S	2,7E+16	9	-
610	39	1229	-	-	-	40,7	46,5	6,1	S	1,1E+15	-	15
611	4, 38	1230	-	-	-	37	35,3	6,5	S	2,7E+15	9	35

Приложение 2 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
612	8, 10	1230	05	10	7; 00	45,7	26,6	7,1	S	9,3E+15	8-9	-
613	32	1231	03	11	-	40,9	28,9	6,9	W	6,1E+15	9	-
614	2, 3, 5, 10, 23, 39	1235	10	-	-	40,6	46,2	5,7	S	5E+14	-	-
615	2, 3, 4, 39	1236	-	-	-	39,7	39,5	5,7	S	5E+14	7	10
616	32	1246	-	-	-	35,1	24	7	W	7,6E+15	8	-
617	2, 3, 4, 39	1246	-	-	-	38,4	42,3	6	S	9,3E+14	8	-
618	8	1250	-	-	-	41,6	47,2	5,7	S	5E+14	7-8	-
619	2, 3, 4	1251	-	-	-	39,7	39,5	6,1	S	1,1E+15	8-9	15
620	2, 3, 4, 12, 23, 39	1254	04	28	-	40,2	38,4	7,5	S	2,2E+16	11	-
621	10	1258	02	07	13; 00	45,7	26,6	6,9	S	6,1E+15	-	-
622	23	1260	-	-	-	43,2	51,6	7,2	S	1,2E+16	9,5	150
623	10	1261	-	-	-	33,7	35,2	6,9	S	6,1E+15	-	20
624	2, 3, 8, 39	1261	-	-	-	41,4	43,2	6,1	S	1,1E+15	8	20
625	36, 37	1262	-	-	-	30,1	31,3	6,7	S	4E+15	9-10	10
626	10, 36, 37	1262	-	-	-	36,4	43,1	6	S	9,3E+14	8	-
627	8, 10, 26	1267	-	-	-	36	58,5	5,8	S	6,1E+14	-	10
628	2, 3, 4, 10, 23, 32, 39	1268	-	-	-	39,7	39,5	7,1	S	9,3E+15	9-10	10
629	10, 32, 36, 37, 39	1268	-	-	-	37,4	35,8	6,8	S	5E+15	9	-
630	4, 38	1269	05	-	-	36,9	36,6	7,3	S	1,4E+16	10	-
631	10, 11, 13, 20, 23, 30	1270	10	07	-	36,3	58,8	7,1	S	9,3E+15	9	-
632	32	1273	-	-	-	41,1	19,6	6,6	S	3,3E+15	9	10
633	2, 3, 4, 11, 13, 20, 23, 39	1273	01	18	-	38,1	46,3	6,5	S	2,7E+15	>8	-
634	3, 4, 10, 11, 13, 23, 36, 37	1275	04	14	-	38,8	42,6	7	S	7,6E+15	10	-
635	2, 3, 8, 10, 26, 32, 39	1275	04	14	-	42,1	44,2	6,7	S	4E+15	8-9	-
636	10	1276	-	-	-	44,3	23,8	6	S	9,3E+14	-	28
637	2, 3, 39	1276	-	-	-	38,9	42,9	6,1	S	1,1E+15	7	13
638	8, 10, 26	1280	12	1	-	36,1	58,8	5,8	S	6,1E+14	8-9	15
639	2, 3, 4, 39	1281	-	-	-	38,8	42,6	7,6	S	2,7E+16	10-11	10
640	4, 10, 11, 13, 23, 26, 32	1283	04	17	-	41,6	43	6,7	S	4E+15	9	-
641	36, 37	1284	-	-	-	33,5	36,3	7,2	S	1,2E+16	9-10	-
642	36, 37, 39	1287	03	11	-	35,2	36,7	6,1	S	1,1E+15	8-9	24
643	2, 3, 4, 39	1287	05	06	-	39,7	39,5	6,1	S	1,1E+15	9	-
644	39	1289	-	-	-	39,8	39,5	5,7	S	5E+14	-	-
645	4, 38, 39	1290	-	-	-	39,7	39,5	6,1	S	1,1E+15	8-9	-
646	36, 37	1293	01	-	-	31	35,6	6,6	S	3,3E+15	8	-
647	10, 38, 39	1296	06	01	-	41	29	5,8	S	6,1E+14	-	15
648	12	1296	07	17	-	39,2	27,4	6,5	S	2,7E+15	-	-
649	10, 11, 13, 20, 23, 26, 30	1301	-	-	-	36,2	53,2	6,7	S	4E+15	>8	-
650	10	1302	08	09	-	33,8	36,1	6,5	S	2,7E+15	-	30
651	36, 37	1303	07	30	-	30,1	31,3	6,4	S	2,2E+15	9	-
652	32	1303	12	-	-	36,3	27,3	8	W	6,1E+16	11	61
653	32, 39	1304	08	08	-	36,5	27,5	7,6	S	2,7E+16	10	-

Приложение 2 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
654	2, 3, 8, 11, 13, 20, 23, 26, 30	1304	11	07	–	38,1	46,5	6,7	S	4E+15	>8	–
655	39	1305	–	–	–	41	29	5,7	S	5E+14	–	–
656	32, 39	1306	–	–	–	35,5	25,5	6,7	S	4E+15	–	–
657	10, 39	1308	–	–	–	39,7	39,5	5,8	S	6,1E+14	–	15
658	2, 3, 5, 10, 23	1308	–	–	–	39,4	46,2	6,1	S	1,1E+15	8	15
659	10, 11, 13	1310	–	–	–	35,6	46,1	6	S	9,3E+14	–	10
660	10, 11, 13, 30	1316	01	05	–	33,5	49,4	6,2	S	1,4E+15	–	7
661	2, 3, 8, 39	1318	–	–	–	41,8	44,7	5,8	S	6,1E+14	8–9	10
662	2, 3, 4, 5, 8, 11, 13, 20, 23, 39	1319	–	–	–	39,5	43,9	6,2	S	1,4E+15	10–11	–
663	2, 3, 5, 11, 13, 30, 39	1319	–	–	–	40,5	43,6	5,9	S	7,6E+14	8	15
664	39	1320	–	–	–	40,5	46	5,7	S	5E+14	–	–
665	32, 39	1323	–	–	–	40,9	29,2	6,5	S	2,7E+15	8	–
666	8, 10	1327	–	–	–	45,7	26,6	7	S	7,6E+15	8	150
667	32	1327	05	12	–	40,1	28,2	6,5	W	2,7E+15	8	–
668	32, 39	1331	02	12	–	40,9	28,6	6,8	W	5E+15	8	–
669	10, 11, 12, 13, 20, 26, 30	1336	10	21	–	34,5	59,9	7,6	S	2,7E+16	>9	14
670	10	1339	01	13	–	34,6	36,2	6,8	S	5E+15	–	30
671	39	1339	07	20	–	34,5	35,8	6,1	S	1,1E+15	8	–
672	8	1341	–	–	–	44,3	34,3	6	O	9,3E+14	7–8	20
673	36, 37	1341	05	–	–	31,2	29,9	6,7	S	4E+15	8–9	–
674	4	1342	–	–	–	40,3	41,5	6	S	9,3E+14	8	–
675	32	1343	10	18	–	40,8	28,3	7,5	W	2,2E+16	10	–
676	4, 10, 23, 36, 37	1344	–	–	–	36,5	38	7	S	7,6E+15	10	–
677	11, 13, 20, 30	1344	–	–	–	32,8	52,3	5,7	S	5E+14	7	–
678	10, 32, 38, 39	1344	09	23	–	41	29	7,2	S	1,2E+16	9	–
679	39	1346	–	–	–	41	29	5,7	S	5E+14	–	–
680	8, 10, 23, 26	1350	–	–	–	43	43	6,5	S	2,7E+15	8	20
681	10, 32, 38, 39	1354	03	01	–	40,4	26,5	7,2	S	1,2E+16	10	–
682	32	1354	03	–	–	40,7	27	6,8	W	5E+15	9	–
683	2, 3, 4, 23, 39	1363	–	–	–	38,7	41,6	6	S	9,3E+14	9	–
684	11, 13, 30	1364	02	10	–	34,9	61,7	5,8	S	6,1E+14	–	–
685	10, 32, 39	1366	06	01	–	40,2	24,6	6,6	S	3,3E+15	8	–
686	10	1374	–	–	–	34,5	36,5	6	S	9,3E+14	–	40
687	2, 3, 4, 10, 39	1374	–	–	–	39,7	39,5	6,1	S	1,1E+15	8–9	–
688	36, 37	1375	–	–	–	31,2	29,9	6,1	S	1,1E+15	8	–
689	32, 39	1383	08	14	–	39,2	26,7	6,8	S	5E+15	9	–
690	10	1389	–	–	–	36	58,8	5,8	S	6,1E+14	–	10
691	8, 10, 11, 13, 20, 23, 26, 30, 36, 37	1389	02	–	–	36,3	58,8	7,3	S	1,4E+16	9	–
692	32, 39	1389	03	20	–	38,4	26,3	6,8	S	5E+15	9	–
693	8, 10, 26	1390	05	–	–	39,8	64,4	6,1	S	1,1E+15	7–8	20
694	32	1395	10	–	–	40,9	22,2	6,7	W	4E+15	8	–
695	32	1402	06	–	–	38,1	22,4	7	W	7,6E+15	10	–
696	32	1402	07	28	–	41,1	29	6,5	W	2,7E+15	8	–

Приложение 2 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
697	10	1402	11	16	-	33	34,8	7	S	7,6E+15	-	20
698	10, 36, 37	1404	02	11	-	36,2	37,2	7	S	7,6E+15	9	-
699	36, 37	1404	12	05	-	36,2	37,2	5,7	S	5E+14	7	-
700	8, 10, 11, 13, 20, 23, 26, 30	1405	11	23	-	36,3	58,8	7,4	S	1,7E+16	10	16
701	4, 23, 38	1406	11	29	-	39,8	46,3	7	S	7,6E+15	9	-
702	10, 12, 41	1407	04	29	-	35,7	36,3	7	S	7,6E+15	-	16
703	10, 36, 37	1408	12	30	-	35,8	36,1	7,5	S	2,2E+16	10-11	22
704	39	1415	-	-	-	40,6	35,9	5,7	S	5E+14	-	-
705	39	1417	-	-	-	40,2	29,1	5,7	S	5E+14	-	-
706	10	1419	03	-	-	41	34	7,5	S	2,2E+16	-	25
707	12, 36, 37	1419	03	15	-	40,5	30,5	7,4	S	1,7E+16	10-11	-
708	32	1421	01	29	-	37,5	22,9	6,5	W	2,7E+15	8	-
709	2, 3, 39	1422	-	-	-	39,8	39,5	6,1	S	1,1E+15	-	-
710	36, 37	1426	11	-	-	26	51,5	7,4	S	1,7E+16	10-11	-
711	10, 11, 13, 30	1428	-	-	-	35,9	63,8	6,5	S	2,7E+15	-	15
712	10, 11, 13, 30	1430	-	-	-	34,5	48	5,9	S	7,6E+14	-	-
713	32, 39	1430	02	26	-	40,7	23,2	6,5	S	2,7E+15	7	-
714	14	1432	12	-	-	15	43	5,7	S	5E+14	-	-
715	11, 13, 20, 26, 30	1440	-	-	-	28,4	53,1	7,1	S	9,3E+15	9	-
716	2, 3, 39	1441	-	-	-	38,6	42,2	5,7	S	5E+14	8	10
717	39	1443	-	-	-	41	29	6,1	S	1,1E+15	-	-
718	8, 10	1446	10	10	4; 00	45,7	26,6	7,6	S	2,7E+16	-	150
719	10, 23	1450	-	-	-	44,3	34,3	6,5	S	2,7E+15	8,5	20
720	39	1456	04	13	-	39,8	39,5	6,1	S	1,1E+15	-	-
721	32, 39	1456	05	12	-	40,3	24,4	6,5	W	2,7E+15	7	-
722	10	1456	11	29	-	32,6	46,8	6,8	S	5E+15	-	30
723	10, 11, 13, 30	1457	-	-	-	31,9	46,9	6,1	S	1,1E+15	-	-
724	32, 39	1457	-	-	-	37,3	23,5	6,3	S	1,7E+15	7	-
725	2, 3, 4, 10, 23, 26, 32, 39	1457	04	25	-	39,7	39,5	7,5	S	2,2E+16	10	-
726	14	1458	11	12	-	31	35,5	6,5	S	2,7E+15	-	-
727	23	1459	-	-	-	38,2	47,5	6,5	S	2,7E+15	8,5	20
728	10, 11, 13, 30	1459	-	-	-	31,1	52,1	6,6	S	3,3E+15	-	-
729	10, 38	1459	05	20	-	46,3	16,3	6	S	9,3E+14	-	13
730	32, 39	1462	-	-	-	41	29	6,8	S	5E+15	9	-
731	2, 3, 4	1463	-	-	-	39,7	39,5	7,1	S	9,3E+15	10	-
732	32	1469	-	-	-	38,4	20,5	7,2	W	1,2E+16	10	-
733	32	1471	08	-	-	38,4	23,8	6,4	W	2,2E+15	8	-
734	8, 10, 38	1471	08	29	8; 00	45,7	26,6	7,1	S	9,3E+15	8-9	150
735	8	1471	09	09	-	44,3	34,3	6	O	9,3E+14	7-8	20
736	10	1475	-	-	-	42,6	75,2	6,4	S	2,2E+15	-	15
737	10	1481	03	-	-	39,9	40,4	7,7	S	3,3E+16	-	17
738	39	1481	03	15	-	36	28	6,1	S	1,1E+15	-	-
739	24, 32, 36, 37, 39	1481	10	03	-	36	28	7,2	W	1,2E+16	9	-
740	2, 3, 4, 23, 26, 32, 39	1482	-	-	-	39,7	39,5	7,5	S	2,2E+16	11	-
741	11, 13, 20, 26, 30	1483	02	18	-	25,7	57,3	7,7	S	3,3E+16	-	-

Приложение 2 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
742	39	1483	10	18	-	36,3	27,5	6,1	S	1,1E+15	-	-
743	36, 37	1484	04	-	-	36,2	37,2	5,7	S	5E+14	7	-
744	10, 11, 13, 20, 23, 26, 30	1485	08	15	-	36,4	50,5	7,2	S	1,2E+16	9	20
745	39	1489	01	06	-	41	29	6,1	S	1,1E+15	-	-
746	10, 21	1490	02	20	-	39,4	67,1	5,8	S	6,1E+14	8	15
747	39	1490	11	01	-	35	25	7,4	S	1,7E+16	-	-
748	10, 39	1491	04	25	-	35,2	33,2	6,9	S	6,1E+15	-	15
749	10, 11, 12, 13, 20, 26, 30	1493	01	10	-	32,9	59,8	7	S	7,6E+15	9	-
750	32, 39	1493	08	18	-	36,8	27	6,8	S	5E+15	9	-
751	32, 39	1494	07	01	-	35	24,5	7,2	W	1,2E+16	9	-
752	10, 11, 13, 20, 30	1495	-	-	-	35,1	49,5	5,9	S	7,6E+14	>7	-
753	11, 13, 20, 30	1497	-	-	-	27,2	56,2	6,5	S	2,7E+15	8	-
754	10, 11, 13, 20, 23, 30	1498	-	-	-	37,2	55,3	6,5	S	2,7E+15	9,5	15
755	39	1501	-	-	-	35,5	25	7,4	S	1,7E+16	-	-
756	10, 38	1502	03	26	13; 00	45,8	16,1	6	S	9,3E+14	-	10
757	4, 10, 11, 13, 20, 23, 30	1503	-	-	-	37,4	43,8	6,9	S	6,1E+15	9	-
758	10	1505	-	-	-	41	29	5,8	S	6,1E+14	-	15
759	12, 41	1505	06	06	-	34,8	69,1	7,4	S	1,7E+16	-	-
760	39	1507	-	-	-	41	29	6,1	S	1,1E+15	-	-
761	32, 39	1508	05	-	-	35	25,5	7,2	S	1,2E+16	10	-
762	32	1508	09	-	-	37,6	20,7	6,4	W	2,2E+15	8	-
763	10, 39	1509	-	-	-	40,9	35,2	7,4	S	1,7E+16	-	40
764	10, 32, 38, 39	1509	09	14	-	40,8	29	7,7	S	3,3E+16	9	-
765	39	1510	11	16	-	41,7	26,6	6,1	S	1,1E+15	-	-
766	32	1511	-	-	-	40,2	24,7	6,5	W	2,7E+15	7	-
767	4, 10, 32	1513	-	-	-	37,5	36,5	7,4	S	1,7E+16	9	-
768	32	1514	04	16	-	37,7	21	6,5	W	2,7E+15	8	-
769	10, 38	1516	11	24	-	45,7	26,6	6,7	S	4E+15	-	150
770	10, 38	1523	06	09	-	45,7	26,6	7	S	7,6E+15	-	150
771	10, 38	1523	11	19	-	45,6	25	6,8	S	5E+15	-	30
772	36, 37	1529	11	12	-	30,1	31,3	5,7	C	5E+14	7	-
773	8, 10	1530	-	-	-	42	45,4	5,7	S	5E+14	8	15
774	39	1532	-	-	-	41	29	5,7	S	5E+14	-	-
775	31	1534	-	-	-	31,7	35,2	6,4	C	2,2E+15	-	-
776	4, 38	1535	-	-	-	39,7	39,5	6	S	9,3E+14	8	-
		лето										
777	10	1537	06	10	-	35,8	36,3	6,4	S	2,2E+15	-	20
778	39	1539	01	14	-	35,5	25	5,7	S	5E+14	-	-
779	39	1540	-	-	-	33,5	36,3	6,1	S	1,1E+15	-	-
780	39	1542	-	-	-	40,6	23	6,7	S	4E+15	-	-
781	10	1543	-	-	-	39,7	39,5	5,8	S	6,1E+14	-	15
782	10, 38	1543	-	-	-	45,7	26,6	6,3	S	1,7E+15	-	150
783	4, 10, 12, 23, 32	1544	01	22	-	37,9	36,9	6,5	S	2,7E+15	9	-
784	32	1544	04	22	-	38,8	22,6	6,8	W	5E+15	9	-
785	10, 38	1545	07	09	8; 30	45,7	26,6	6,9	S	6,1E+15	-	150
786	32	1546	-	-	-	38,3	25,8	6,5	W	2,7E+15	8	-

Приложение 2 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
787	10, 14, 26, 31	1546	01	14	-	32	35,5	7	S	7,6E+15	-	20
788	10, 11, 13, 30	1549	02	15	-	33,7	60	6,7	S	4E+15	-	13
789	10, 11, 13, 20, 23	1550	-	-	-	38	46,1	7,3	S	1,4E+16	-	14
790	10	1552	08	21	2; 30	45,7	26,6	6,4	S	2,2E+15	-	150
791	32	1554	07	07	-	37,9	20,5	6,5	S	2,7E+15	8	-
792	10	1556	01	24	-	47	15	7	S	7,6E+15	-	45
793	36, 37	1558	-	-	-	29,6	35	6,8	C	5E+15	9	-
794	32	1564	08	12	-	40,3	25	6,6	W	3,3E+15	7	-
795	32	1566	07	11	-	39	21,7	6,5	S	2,7E+15	8	-
796	10, 38	1571	05	10	-	45,5	26,6	6	S	9,3E+14	-	100
797	10, 32	1572	04	12	-	40,1	24,5	6,6	W	3,3E+15	8	-
798	4, 10, 11, 13, 23	1573	-	-	-	35,5	45	6,9	S	6,1E+15	9	-
799	36, 37	1573	02	04	-	30,1	31,3	5,7	C	5E+14	7	-
800	36, 37	1576	04	21	-	30,1	31,3	5,7	C	5E+14	7	-
801	10	1577	-	-	-	35,5	36,5	6,6	S	3,3E+15	-	25
802	10	1577	01	28	-	34,5	34	6,5	S	2,7E+15	-	18
803	10	1578	-	-	-	39,7	39,5	5,8	S	6,1E+14	-	15
804	32	1580	-	-	-	38,4	22,3	6,7	W	4E+15	10	-
805	2, 3, 4, 23, 32, 38	1584	06	17	15; 00	39,7	39,5	7	S	7,6E+15	9-10	15
806	10, 32	1585	07	28	-	40,2	24,5	6,7	S	4E+15	8	-
807	38	1585	06	18	14; 00	40,1	24,3	6,6	S	3,3E+15	-	28
808	14, 36, 37	1588	01	04	13; 00	29	35	6,7	S	4E+15	9	-
809	36, 37	1588	04	09	-	30,1	31,3	6,5	C	2,7E+15	9	-
810	8, 10, 38	1590	08	10	19; 00	45,7	24,5	6,8	S	5E+15	8	10
811	10, 38	1590	09	05	-	46,5	17	6	S	9,3E+14	-	-
812	10	1590	09	15	-	48,2	15,9	6,2	S	1,4E+15	-	-
813	11, 13, 30	1591	-	-	-	29,8	52,4	5,9	S	7,6E+14	-	-
814	32	1592	05	15	-	37,7	20,7	6,6	W	3,3E+15	9	-
815	10, 11, 13, 20, 23, 30	1593	-	-	-	37,8	47,5	6,1	S	1,1E+15	8	150
816	11, 13, 20, 30	1593	09	-	-	27,7	54,3	6,5	S	2,7E+15	8	-
817	10	1595	04	21	10; 00	45,7	26,6	6,9	S	6,1E+15	-	-
818	12	1595	09	22	-	38,5	27,9	6,5	S	2,7E+15	-	150
819	32	1595	11	26	-	34,9	25,3	6,8	W	5E+15	9	-
820	8, 10	1596	04	16	-	45,7	26,6	6,3	S	1,7E+15	6-7	150
821	4, 10, 32, 38, 39	1598	-	-	-	40,7	33,9	6,5	S	2,7E+15	9	-
822	10, 38	1598	11	22	3; 30	45,7	26,6	6,3	S	1,7E+15	-	150
823	39	1599	01	14	-	36,4	25,4	6,1	S	1,1E+15	-	30
824	10, 38	1599	03	04	-	45,7	26,6	6	S	9,3E+14	-	-
825	10	1600	-	-	-	40	76	6	S	9,3E+14	-	-
826	32	1601	04	16	-	40,3	19,6	6,4	W	2,2E+15	9	18
827	32, 39	1604	-	-	-	34,9	24,9	6,8	S	5E+15	8	150
828	2, 3, 5, 8, 10, 23, 39	1605	-	-	-	40,5	43,3	6,1	S	1,1E+15	8	150
829	10, 38	1605	12	24	15; 30	45,7	26,6	6	S	9,3E+14	-	-
830	10, 38	1606	01	13	1; 30	45,7	26,6	6,6	S	3,3E+15	-	-
831	10, 11, 13, 20, 23, 26, 30	1608	04	20	6; 12	36,4	50,5	7,6	S	2,7E+16	>9	-

Приложение 2 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
832	32	1609	04	-	-	36,4	28,4	7,2	W	1,2E+16	9	-
833	32	1612	05	26	-	38,8	20,8	6,6	W	3,3E+15	10	-
834	32, 39	1612	11	08	-	34,9	25,1	7	W	7,6E+15	8	-
835	32	1613	10	12	-	38,8	20,8	6,4	W	2,2E+15	8	16
836	8, 39	1615	-	-	-	42,4	41,7	6,1	S	1,1E+15	-	20
837	8, 10, 23	1615	06	05	-	44,9	35,5	6	S	9,3E+14	-	11
838	10, 23	1616	08	27	-	36,8	37	6,9	S	6,1E+15	-	-
839	10, 11, 13, 20, 23, 30	1619	05	-	-	35,1	58,9	6,5	S	2,7E+15	-	6
840	14	1619	07	-	-	16,4	44	5,8	S	6,1E+14	-	30
841	10	1620	-	-	-	40,9	71,4	5,8	S	6,1E+14	-	150
842	8,10,38	1620	11	08	12; 30	46,2	23,9	6,5	S	2,7E+15	8	-
843	8, 10	1620	12	-	0; 00	45,7	26,6	6,6	S	3,3E+15	7-8	-
844	32	1621	02	21	-	39,4	22	6,2	W	1,4E+15	7	20
845	32, 33	1622	05	05	-	37,6	21	6,6	W	3,3E+15	9	-
846	10	1625	-	-	-	35,2	36,4	6,1	S	1,1E+15	-	-
847	32	1625	05	18	-	39,2	27,8	7	W	7,6E+15	7	-
848	32	1625	06	28	-	38,7	20,7	6,6	W	3,3E+15	9	-
849	32, 39	1629	03	10	-	35	23,7	7	W	7,6E+15	9	-
850	32, 33	1630	07	02	-	38,8	20,8	6,6	W	3,3E+15	10	-
851	10, 38, 39	1633	07	30	-	41	29	5,8	S	6,1E+14	-	15
852	32, 33	1633	11	05	-	37,6	20,9	6,9	W	6,1E+15	10	-
853	39	1635	-	-	-	36,3	28	5,7	S	5E+14	-	-
854	32	1636	02	28	-	39,3	26,1	6,3	W	1,7E+15	8	-
855	32, 33	1636	09	30	-	38,1	20,6	7,1	W	9,3E+15	10	-
856	8, 10, 38	1637	02	01	1; 30	45,7	26,6	6,6	S	3,3E+15	7-8	150
857	10, 23	1639	-	-	-	36,6	50	6,1	S	1,1E+15	8,5	14
858	10, 38	1640	-	-	-	45,9	15,5	6	S	9,3E+14	-	16
859	2, 3, 4, 10, 11, 13, 20, 23, 30	1641	02	05	18; 00	37,9	46,1	6,8	S	5E+15	9	20
860	10, 32, 38, 39	1641	05	-	-	42,2	23,7	6,9	S	6,1E+15	9	10
861	39	1642	08	19	-	41	29	6,1	S	1,1E+15	-	-
862	32	1646	01	15	-	35	24,6	6,1	W	1,1E+15	7	-
863	10, 39	1646	04	-	-	41	29	5,8	S	6,1E+14	-	15
864	12	1646	04	07	-	38,3	43,7	7,4	S	1,7E+16	-	-
865	39	1647	04	02	-	39,2	44	6,7	S	4E+15	-	-
866	2, 3, 4, 10, 11, 13, 20, 23, 30, 32, 39	1648	03	02	-	38,3	43,7	7	S	7,6E+15	10	-
867	39	1648	06	28	-	41	29	6,1	S	1,1E+15	-	-
868	32	1650	-	-	-	39,7	20	6,2	W	1,4E+15	8	-
869	8, 10	1650	04	19	-	45,7	26,6	6,4	S	2,2E+15	-	100
870	32, 33	1650	10	-	-	36,5	25,4	6,8	S	5E+15	8	-
871	12, 32	1651	06	08	-	37,8	29,1	6,7	S	4E+15	9	-
872	39	1651	06	09	4; 00	37,8	29,3	6,1	S	1,1E+15	-	-
873	10	1652	02	20	-	34,7	36,3	6,2	S	1,4E+15	-	24
874	8, 10, 26	1652	06	08	20; 00	42,1	47,7	5,8	O	6,1E+14	8-9	10
875	10, 12, 13, 26, 32, 39	1653	02	23	-	37,9	28,3	7,2	S	1,2E+16	9	-
876	39	1656	02	-	-	34,4	35,8	6,1	S	1,1E+15	-	-
877	32	1658	08	24	-	38,3	20,5	6,8	W	5E+15	10	-

Приложение 2 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
878	32, 39	1659	02	06	–	41	29	6,8	S	5E+15	9	–
879	39	1660	–	–	–	36,2	28	5,7	S	5E+14	–	–
880	2, 3, 4, 10, 23	1660	–	–	–	40,3	41,5	6,5	S	2,7E+15	9	–
881	32, 39	1660	03	–	–	38,3	22,5	6,4	S	2,2E+15	9	–
882	10	1661	–	–	–	35,6	45,7	6	S	9,3E+14	–	10
883	12	1661	03	15	–	42,2	24	6,5	S	2,7E+15	–	–
884	32	1661	03	31	–	39,4	22,1	6,1	W	1,1E+15	7	–
885	39	1662	–	–	–	35	25	6,7	S	4E+15	–	–
886	32	1664	–	–	–	38	21	6,7	W	4E+15	9	–
887	39	1664	–	–	–	38,4	27,2	5,7	S	5E+14	–	–
888	11, 13, 39	1664	–	–	–	38,1	46,3	6,1	S	1,1E+15	–	–
889	32	1665	01	–	–	35	25,1	6,7	W	4E+15	8	–
890	32, 39	1665	01	–	–	35,9	25,1	7	S	7,6E+15	8	–
891	10, 11, 13, 20, 23, 30	1665	06	–	–	35,8	52,1	6,5	S	2,7E+15	8	11
892	10, 20, 30	1666	–	–	–	32,1	50,5	6,5	S	2,7E+15	8	11
893	10	1666	–	–	–	39,7	39,5	5,8	S	6,1E+14	–	15
894	8, 10	1666	02	–	–	45,7	26,6	6	S	9,3E+14	6–7	150
895	4, 10, 12, 20	1666	09	22	–	37	43	6,6	S	3,3E+15	9	–
896	4, 23	1666	11	–	–	36,7	43,9	6,6	S	3,3E+15	8	–
897	32	1666	11	–	–	39,6	19,8	6,2	W	1,4E+15	8	–
898	2, 3, 4, 23, 38, 39	1666	11	14	9; 00	39,7	39,5	7,5	S	2,2E+16	10–11	10
899	39	1667	11	–	–	38,4	27,2	6,1	S	1,1E+15	–	–
900	32	1668	–	–	–	38,4	20,4	6,5	W	2,7E+15	7	–
901	39	1668	–	–	–	40,8	43,8	5,7	S	5E+14	–	–
902	10, 23	1668	–	–	–	44	47	6,6	S	3,3E+15	8	40
903	8, 10, 23, 26	1668	01	14	–	41	48	7,8	S	4E+16	10	40
904	8, 23	1668	01	21	–	41,5	47	6,6	S	3,3E+15	9	15
905	23	1668	02	07	–	41	48	6,8	S	5E+15	8	30
906	21	1668	05	–	–	25	68	6,7	S	4E+15	–	–
907	23	1668	05	07	–	41	48	6,8	S	5E+15	8	30
908	39	1668	07	03	–	40,7	31,6	6,1	S	1,1E+15	–	–
909	39	1668	07	10	–	41,3	33,8	5,7	S	5E+14	–	–
910	23	1668	07	29	–	41	48	7,1	S	9,3E+15	8,5	30
911	32	1668	08	–	–	36,9	22,4	6,2	W	1,4E+15	8	–
912	11, 13	1668	08	02	15; 00	40,3	31,5	6	S	9,3E+14	9	–
913	10, 12, 39, 41	1668	08	17	–	41	36	8	S	6,1E+16	11	40
914	39	1668	08	18	–	41,2	33,8	5,7	S	5E+14	–	–
915	4	1668	11	14	–	40,3	31,5	7,7	S	3,3E+16	11	–
916	8, 26	1669	01	04	–	40,6	48,6	5,7	S	5E+14	9	5
917	2, 3, 4	1669	01	04	–	38,7	42,4	6	S	9,3E+14	8	–
918	4, 10, 11, 13, 23	1670	08	01	–	38	42	6,5	S	2,7E+15	8	20
919	8, 23	1671	01	11	–	41,5	48,7	6,2	S	1,4E+15	8,5	15
920	39	1672	–	–	–	36,5	25,5	6,7	S	4E+15	–	–
921	10, 32, 38, 39	1672	02	14	–	39,9	26	7	W	7,6E+15	9	14
922	10, 32, 38, 39	1672	05	25	–	41	30	6,5	S	2,7E+15	9	14
923	32	1673	05	07	–	34,9	25	6,8	W	5E+15	8	–
924	10, 11, 13, 20, 23, 26, 30	1673	07	30	–	36,4	59,3	6,6	S	3,3E+15	8–9	15
925	10, 39	1674	–	–	–	40,2	29,1	5,8	S	6,1E+14	–	15

Приложение 2 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
926	32	1674	01	01	–	39,5	20	6,5	W	2,7E+15	9	–
927	32	1674	01	23	–	38,4	26,4	6,5	W	2,7E+15	8	–
928	32	1674	01	26	–	39,4	21,9	6,2	W	1,4E+15	7	–
929	32	1674	03	21	–	39,2	23,5	6	W	9,3E+14	6	–
930	32	1676	04	23	–	37,5	20,6	6,5	W	2,7E+15	7	–
931	32	1677	–	–	–	40,5	23	6,2	S	1,4E+15	8	–
932	11, 13, 20, 30	1677	16	8	–	28	54,1	6,4	S	2,2E+15	8	–
933	8, 10	1677	16	8	–	36,3	59,6	5,8	S	6,1E+14	8–9	10
934	10, 11, 13, 20, 23, 30	1678	02	03	5; 30	37,2	50	6,5	S	2,7E+15	8	11
935	10, 11, 13, 20, 30	1678	–	–	–	34,3	58,6	6,5	S	2,7E+15	8	11
936	2, 3, 4, 5, 10, 11 13, 23, 26, 30	1679	06	04	17; 00	40,1	44,8	7	S	7,6E+15	10	9
937	8, 10, 38	1679	08	09	2; 00	45,7	26,6	6,8	S	5E+15	8	100
938	39	1681	–	–	–	40,2	44,5	6,1	S	1,1E+15	–	–
939	32, 39	1681	01	10	–	34,9	24,8	6,3	S	1,7E+15	9	–
940	8, 10, 38	1681	08	18	0; 00	45,7	26,6	6,7	S	4E+15	8	150
941	4	1682	05	19	–	38,7	42,4	6	S	9,3E+14	8	–
942	39	1682	06	13	22; 30	41,7	44,8	5,7	S	5E+14	–	–
943	32	1684	–	–	–	39,4	26,1	6,2	W	1,4E+15	7	–
944	39	1684	09	14	–	40,7	35,9	6,1	S	1,1E+15	–	–
945	2, 3, 4, 10, 11, 13, 20, 23, 32	1685	11	22	23; 00	39	41	6,7	S	4E+15	8	–
946	36, 37	1687	07	21	–	38,4	27,2	6,4	C	2,2E+15	8–9	–
947	10, 11, 13, 23, 30	1687	–	–	–	36,3	52,6	6,5	S	2,7E+15	–	15
948	4, 23	1688	–	–	–	40,3	41,5	6,5	S	2,7E+15	9	–
949	26, 32	1688	07	10	–	38,4	27,2	6,8	W	5E+15	10	–
950	39	1688	09	10	–	39,2	26,5	6,1	S	1,1E+15	–	–
951	39	1690	07	11	–	41	29	5,7	S	5E+14	–	–
952	4	1691	–	–	–	38,6	40	6	S	9,3E+14	8	–
953	10, 23	1693	–	–	–	36,5	41,9	6,7	S	4E+15	–	15
954	16	1694	06	–	–	38,5	23,6	6,5	S	2,7E+15	–	–
955	10, 11, 13, 20, 23, 30, 36, 37	1695	05	11	5; 00	37,1	57,5	7	S	7,6E+15	9	–
956	4, 10, 23, 30, 38	1696	04	14	–	39,1	43,9	7	S	7,6E+15	9–10	10
957	2, 3, 4	1696	06	10	–	38,4	42,1	6,5	S	2,7E+15	9	–
958	32	1696	09	–	–	38,1	24,1	6,4	W	2,2E+15	7	–
959	32	1696	09	14	–	37,6	20,6	6,5	W	2,7E+15	9	–
960	14	1698	10	02	–	32	30	6	S	9,3E+14	–	–
961	10, 38	1699	02	11	–	45,6	15,3	6,1	S	1,1E+15	–	14
962	39	1701	03	07	–	38,5	43,4	6,1	S	1,1E+15	–	–
963	32	1701	03	19	–	40,2	19,8	6,4	S	2,2E+15	8	–
964	8, 10, 38	1701	06	12	0; 00	45,7	26,6	7,1	S	9,3E+15	8	150
965	32, 39	1702	02	25	–	37,7	29,1	7	W	7,6E+15	10	–
966	16	1703	02	–	–	38,4	21,8	6	S	9,3E+14	–	–
967	11, 13, 30	1703	–	–	–	26,6	54,9	6,8	S	5E+15	–	–

Приложение 2 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
968	2, 3, 4, 39	1703	03	15	-	38,7	42,4	5,7	S	5E+14	8	10
969	10, 38, 39	1704	-	-	-	42,8	24	6,1	S	1,1E+15	-	14
970	2, 3, 4, 11, 13, 23	1704	01	27	-	38,4	42,1	6,7	S	4E+15	9	-
971	32	1704	11	22	-	38,7	20,7	6,6	W	3,3E+15	9	-
972	10, 36, 37	1705	-	-	-	33,5	36,3	6,9	S	6,1E+15	8	35
973	10	1705	01	27	-	38,7	41,7	6,7	S	4E+15	-	13
974	16	1705	09	03	-	38,2	23,8	6,5	S	2,7E+15	-	-
975	39	1707	-	-	-	40,6	43,1	5,7	S	5E+14	-	-
976	32	1707	05	18	-	36,4	25,4	6	S	9,3E+14	6	-
977	32	1707	06	11	-	37,5	20,8	6,6	W	3,3E+15	8	-
978	16	1708	-	-	-	38,5	23,6	6	S	9,3E+14	-	-
979	4	1708	-	-	-	38,7	41,6	6	S	9,3E+14	8	-
980	32	1710	05	17	-	37,5	20,5	6,6	W	3,3E+15	8	-
981	10, 38	1711	10	11	0; 30	45,7	26,6	6,4	S	2,2E+15	-	150
982	10, 21	1714	-	-	-	36,5	69	6,4	S	2,2E+15	8	20
983	10, 39	1714	-	-	-	38,7	35,5	5,8	S	6,1E+14	-	15
984	32, 16	1714	07	27	-	38,2	21,7	6,6	W	3,3E+15	9	-
985	32, 33	1714	08	28	-	38,1	20,5	6,4	W	2,2E+15	8	-
986	2, 3, 4, 10, 11, 13, 23, 30, 39	1715	03	08	-	38,4	43,5	6,5	S	2,7E+15	9	16
987	32, 39	1717	-	-	-	35	24,9	6,7	W	4E+15	9	-
988	11, 13, 20, 30	1717	03	12	0; 00	38,1	46,3	5,9	S	7,6E+14	>7	-
989	36, 37, 39	1717	06	07	-	38,7	35,5	6,1	S	1,1E+15	9	-
990	39	1718	05	05	-	41	29	6,1	S	1,1E+15	-	-
991	4, 23	1718	07	08	-	40,3	41,5	7	S	7,6E+15	9	-
992	10, 39	1718	12	10	-	35,2	33,2	6	S	9,3E+14	-	13
993	10, 39	1719	03	-	-	36,5	36,9	6,4	S	2,2E+15	-	20
994	39	1719	03	-	-	38,5	27	6,1	S	1,1E+15	-	-
995	10, 32, 38, 39	1719	05	25	-	40,7	29,5	6,8	W	5E+15	9	-
996	32	1719	07	23	-	40,4	23,9	6,2	W	1,4E+15	8	-
997	21	1720	07	15	-	28,7	77,2	7,9	S	5E+16	-	-
998	2, 3, 4, 5, 8, 10, 11, 12, 13, 23, 26, 30	1721	04	26	7; 00	39,9	46,7	7	S	7,6E+15	11	-
999	32	1722	06	05	-	38,7	20,5	6,3	W	1,7E+15	8	-
1000	32	1723	02	22	-	38,6	20,7	7	W	7,6E+15	9	-
1001	16	1725	-	-	-	37,9	23	6	S	9,3E+14	-	-
1002	16	1726	-	-	-	38,5	23,6	6	S	9,3E+14	-	-
1003	10, 39	1726	04	15	-	36,3	36,3	6,1	S	1,1E+15	-	15
1004	2, 3, 23	1727	11	18	-	38	46,2	7,2	S	1,2E+16	10	15
1005	32	1729	07	09	-	37,9	20,4	6,5	W	2,7E+15	8	-
1006	8, 10	1730	-	-	-	45,7	26,6	5,8	S	6,1E+14	6	100
1007	10	1730	04	06	4; 00	45,7	26,6	5,8	S	6,1E+14	-	127
1008	32	1730	07	10	-	40,4	26,1	6,5	W	2,7E+15	8	-
1009	32	1731	-	-	-	39,6	22,5	6	W	9,3E+14	8	-
1010	32	1732	11	-	-	39,5	20,1	6,6	W	3,3E+15	8	-
1011	32, 39	1733	12	23	-	37,1	24,8	6,5	W	2,7E+15	8	-
1012	32	1735	-	-	-	36,8	24,5	6,5	W	2,7E+15	8	-
1013	32	1735	09	01	-	39,5	21,8	6,5	W	2,7E+15	7	-
1014	10, 39	1735	12	-	-	35	34	6,5	S	2,7E+15	-	24
1015	39	1737	-	-	-	36,3	36,1	5,7	S	5E+14	-	-

Приложение 2 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
1016	10, 39	1737	-	-	-	41	29	5,8	S	6,1E+14	-	15
1017	32	1737	03	06	-	39,8	26,6	7,2	W	1,2E+16	9	-
1018	39	1737	03	06	17; 30	33,4	27	5,7	S	5E+14	-	-
1019	8, 10, 38	1738	06	11	10; 00	45,7	26,6	7	S	7,6E+15	8-9	150
1020	32, 39	1738	07	20	-	36,8	24,5	6,5	W	2,7E+15	9	-
1021	32	1738	12	23	-	38,5	26,3	6	W	9,3E+14	6	-
1022	10, 38	1739	02	04	-	44	21,3	6,1	S	1,1E+15	-	14
1023	32, 39	1739	04	04	4; 30	38,4	27,2	6,7	S	4E+15	9	-
1024	32	1740	01	-	-	39,7	28,1	6,2	W	1,4E+15	8	-
1025	12, 16, 32, 33	1740	10	05	0; 00	38,7	22,4	6,6	S	3,3E+15	8	-
1026	39	1741	-	-	-	35,1	33,9	5,7	S	5E+14	-	-
1027	39	1742	02	09	-	33	23,8	6,1	S	1,1E+15	-	-
1028	32	1742	02	14	-	37,8	20,6	6,5	W	2,7E+15	9	-
1029	16, 32	1742	02	21	-	37,9	22,6	6,8	S	5E+15	-	-
1030	8, 10, 11, 13, 23	1742	08	05	-	42,1	45,6	6,8	S	5E+15	9	24
1031	32, 39	1743	02	12	-	39,3	22,8	6,8	W	5E+15	8	-
1032	32	1743	02	20	-	39	20,4	7	W	7,6E+15	9	-
1033	32	1745	06	-	-	39,7	19,9	6,2	W	1,4E+15	8	-
1034	10	1746	-	-	-	41,7	26,6	5,8	S	6,1E+14	-	15
1035	16, 32, 39	1748	05	25	-	38,2	22,2	6,8	W	5E+15	9	-
1036	10	1750	-	-	-	43	42,6	6,9	S	6,1E+15	-	15
1037	39	1750	05	12	-	36,3	23	6,1	S	1,1E+15	-	-
1038	32, 39	1750	06	07	-	36,3	22,7	7,4	S	1,7E+16	10	-
1039	10, 32, 38, 39	1750	10	-	-	42,1	24,8	7,2	S	1,2E+16	9	20
1040	23	1751	03	-	-	45,6	36,2	7	S	7,6E+15	9	24
1041	32, 39	1751	06	07	-	37,8	27	7,6	S	2,7E+16	10	-
1042	39	1752	05	26	-	41	29	5,7	S	5E+14	-	-
1043	32	1752	06	-	-	37,8	20,4	6,4	W	2,2E+15	8	-
1044	39	1752	07	18	-	40,8	26,3	6,1	S	1,1E+15	-	-
1045	10, 39	1752	07	21	-	35,2	35,3	6,8	S	5E+15	-	22
1046	10, 12, 32, 39	1752	07	29	-	41,7	26,5	6,7	S	4E+15	9	-
1047	16, 32	1753	03	06	-	38,1	22,6	6,2	S	1,4E+15	7	-
1048	36, 37	1753	12	18	-	33,5	36,3	5,7	-	5E+14	7	-
1049	10, 39	1754	-	-	-	39,8	37	5,8	S	6,1E+14	-	15
1050	32	1754	06	12	-	36	21,7	7	W	7,6E+15	6	-
1051	16	1754	06	15	-	38,4	21,9	6	S	9,3E+14	-	-
1052	39	1754	07	-	-	38,4	27,2	5,7	S	5E+14	-	-
1053	36, 37	1754	08	31	-	33,5	36,3	5,9	-	7,6E+14	8	-
1054	10, 32, 38, 39	1754	09	02	-	40,8	29,4	6,8	S	5E+15	9	15
1055	14	1754	10	-	-	29,6	32,2	6,6	S	3,3E+15	-	-
1056	32, 39	1755	02	-	-	39,3	26,3	6,7	S	4E+15	6	-
1057	10, 11, 13, 20, 30	1755	06	07	-	34	51,4	5,9	S	7,6E+14	>7	-
1058	16, 32	1756	10	20	-	37,7	22,8	7	W	7,6E+15	9	-
1059	32	1758	05	-	-	38,9	22,7	6,8	W	5E+15	9	-
1060	4, 23	1759	01	12	15; 00	38,3	38,3	6,5	S	2,7E+15	9	-
1061	32	1759	06	14	-	38,3	20,4	6,3	W	1,7E+15	8	-
1062	10, 32, 33	1759	06	22	-	40,7	23,2	6,5	W	2,7E+15	9	-
1063	39	1759	06	26	-	40,7	23	6,1	S	1,1E+15	-	-
1064	10, 38, 39	1759	06	29	-	42,1	24,8	6,1	S	1,1E+15	-	14

Приложение 2 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
1065	10, 26, 32, 36, 37, 39	1759	10	30	-	33	35,5	6,7	S	4E+15	10-11	18
1066	10, 12, 36, 37, 41	1759	11	25	-	33,8	36,2	7,4	S	1,7E+16	8	30
1067	36, 37	1759	12	07	-	36,8	36,3	5,7	C	5E+14	8	-
1068	36, 37	1760	03	08	-	33,5	36,4	5,7	C	5E+14	8	-
1069	39	1762	11	02	-	40,2	26,4	5,7	S	5E+14	-	-
1070	39	1763	01	13	-	38,4	27,2	5,7	S	5E+14	-	-
1071	10	1763	06	28	5; 22	47,8	18,1	6,2	S	1,4E+15	-	11
1072	10, 39	1763	09	03	-	41	29	5,8	S	6,1E+14	-	15
1073	39	1764	02	14	-	34,4	35,8	6,1	S	1,1E+15	-	-
1074	10, 32	1765	11	15	-	40,2	24,9	6,8	S	5E+15	6	-
1075	39	1766	-	-	-	38,5	30,5	5,7	S	5E+14	-	-
1076	10, 39	1766	04	23	-	40,8	28,2	5,8	S	6,1E+14	-	15
1077	10, 32, 39	1766	05	22	-	41	29	6,8	S	5E+15	9	20
1078	32	1766	07	24	-	38,1	20,4	6,7	W	4E+15	9	-
1079	10, 32, 38, 39	1766	08	05	-	41	27,5	7,7	W	3,3E+16	9	-
1080	39	1766	10	09	-	40	41,7	5,7	S	5E+14	-	-
1081	32	1766	11	09	-	39,7	22,2	6,3	W	1,7E+15	8	-
1082	10, 38, 39	1766	11	13	-	41	29	5,8	S	6,1E+14	-	15
1083	32, 33	1767	07	22	-	38,2	20,3	7,2	W	1,2E+16	10	-
1084	39	1768	10	05	-	41	29	5,7	S	5E+14	-	-
1085	16	1769	-	-	-	38,4	22,2	6,5	S	2,7E+15	-	-
1086	16	1769	06	27	-	37,4	22,9	6,6	S	3,3E+15	-	-
1087	32	1769	10	12	-	38,9	20,6	6,8	W	5E+15	9	-
1088	10	1770	-	-	-	42,8	74,1	6	S	9,3E+14	-	15
1089	2, 3, 4, 23, 38	1770	10	-	-	40,3	41,5	6,5	S	2,7E+15	9	15
1090	32	1773	03	16	-	39,3	22,7	6,6	W	3,3E+15	8	-
1091	32	1773	05	12	-	39,5	20,1	6,4	W	2,2E+15	8	-
1092	16	1775	04	16	-	37,9	22,9	6	S	9,3E+14	-	-
1093	10, 38	1776	01	18	-	45,5	26,6	6,4	S	2,2E+15	-	150
1094	32, 39	1776	06	16	-	38,4	27,2	6,1	S	1,1E+15	-	-
1095	39	1778	07	03	2; 30	38,4	27	6,5	W	2,7E+15	9	-
1096	39	1778	10	01	12; 45	38,4	27,2	6,1	S	1,1E+15	-	-
1097	10, 11, 13, 20, 30	1778	12	15	7; 00	34	51,4	6,2	S	1,4E+15	8	14
1098	32	1779	02	04	-	40,1	24,2	6,2	W	1,4E+15	6	-
1099	39	1779	12	27	-	38,3	46,4	6,1	S	1,1E+15	-	-
1100	10, 23	1780	-	-	-	36	60	6,5	S	2,7E+15	7,5	30
1101	4	1780	-	-	-	38,3	38,3	6	S	9,3E+14	8	-
1102	4, 10, 12, 30	1780	01	08	-	38,1	46,3	7,4	S	1,7E+16	9	-
1103	11, 13	1780	01	08	0; 00	38,1	46,3	7,6	S	2,7E+16	11	-
1104	32, 39	1780	10	28	-	35	25,8	7,4	S	1,7E+16	10	-
1105	10, 23	1781	-	-	-	36,5	43	7	S	7,6E+15	9,5	14
1106	39	1781	01	27	-	39,9	41,3	5,7	S	5E+14	-	-
1107	32, 39	1781	08	28	-	39,6	22,5	6,3	S	1,7E+15	8	-
1108	16	1783	03	09	1; 00	37,6	22,1	6,2	S	1,4E+15	-	-
1109	32	1783	03	23	-	38,6	20,5	7	W	7,6E+15	10	-
1110	10, 39	1783	07	20	-	35,6	36,4	6,5	S	2,7E+15	-	45
1111	2, 3, 4, 12, 23, 39, 41	1784	07	07	14; 00	39,5	40,3	7	S	7,6E+15	10	-
1112	39	1784	10	26	-	41	25,5	6,1	S	1,1E+15	-	-

Приложение 2 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
1113	10, 32	1784	11	06	–	41,1	25,3	6,5	S	2,7E+15	9	15
1114	2, 3, 39	1785	–	–	–	41,8	42	5,7	S	5E+14	–	–
1115	32	1785	01	31	–	38,2	21,7	6,6	W	3,3E+15	9	–
1116	3, 10	1785	02	09	20; 00	38,2	21,6	6	S	9,3E+14	–	–
1117	3, 10	1785	02	10	3; 00	38,3	21,6	7	S	7,6E+15	–	–
1118	10	1785	02	23	–	44,5	47	6	S	9,3E+14	–	60
1119	3, 10	1785	06	13	–	38,4	23,5	6,2	S	1,4E+15	–	–
1120	32	1786	02	05	–	39,6	19,9	6,6	W	3,3E+15	8	–
1121	2, 3, 4, 10, 11, 13, 23, 30	1786	10	–	–	38,3	45,6	6,3	S	1,7E+15	–	–
1122	39	1787	–	–	–	39,8	39,5	6,1	S	1,1E+15	–	–
1123	10	1787	01	18	–	45,7	26,6	6,4	S	2,2E+15	–	150
1124	32	1787	06	19	–	39,5	21,9	6	W	9,3E+14	7	–
1125	14	1788	10	–	–	15	42	6,2	S	1,4E+15	–	–
1126	3, 10	1788	10	15	19; 15	37,5	22,9	6,2	S	1,4E+15	–	–
1127	10, 39	1789	–	–	–	38,7	39,9	5,8	S	6,1E+14	–	15
1128	10, 11, 12, 23, 32	1789	05	29	–	39	40	7	S	7,6E+15	8	–
1129	39	1790	–	–	–	39,9	41,3	6,1	S	1,1E+15	–	–
1130	8, 10, 38	1790	04	06	19; 29	45,7	26,6	6,9	S	6,1E+15	8	150
1131	32	1791	11	02	–	37,9	20,9	6,7	W	4E+15	10	–
1132	8, 10, 38	1793	12	08	6; 10	45,7	26,6	6,4	S	2,2E+15	6–7	100
1133	39	1795	12	–	–	36,2	37,1	5,7	S	5E+14	–	–
1134	4, 10, 12, 36, 37, 39	1796	04	26	–	35,5	36	6,6	S	3,3E+15	8	–
1135	10, 32	1797	03	–	–	40,3	24,8	6,6	S	3,3E+15	6	60
1136	32, 39	1798	06	–	–	36,3	23	7,4	S	1,7E+16	–	–
1137	10, 21	1799	–	–	–	39,4	67,2	6	S	9,3E+14	9	10
1138	26	1800	–	–	–	36,2	53,3	6,3	S	1,7E+15	–	–
1139	10, 39	1802	–	–	–	34	36,2	6,2	S	1,4E+15	–	20
1140	8, 10, 26 38, 39	1802	10	26	10; 55	45,7	26,6	7,4	S	1,7E+16	9	150
1141	16, 32	1804	06	08	–	38,2	21,7	6,4	S	2,2E+15	9	–
1142	39	1805	04	18	–	37	22	5,7	S	5E+14	–	–
1143	39	1805	05	–	–	38	22	5,7	S	5E+14	–	–
1144	32, 39	1805	07	03	–	35,1	24	7,2	W	1,2E+16	9	–
1145	32, 39	1805	09	17	–	38	24	6	W	9,3E+14	7	–
1146	16, 32	1806	01	23	–	38,3	21,9	6,3	S	1,7E+15	8	–
1147	10	1807	–	–	–	43,1	76,9	6,7	S	4E+15	–	20
1148	10, 11, 13, 20, 23, 30	1808	06	26	18; 00	35,3	54,5	6,6	S	3,3E+15	–	12
1149	10, 11, 13, 20, 23, 30	1808	12	16	–	36,3	50,3	5,9	S	7,6E+14	>7	–
1150	39	1809	–	–	–	38,3	26,3	5,7	S	5E+14	–	–
1151	10, 11, 13, 20, 23, 30	1809	–	–	–	36,3	52,6	6,5	S	2,7E+15	8	–
1152	32	1809	05	03	–	39,5	20,1	6,1	W	1,1E+15	8	–
1153	10, 11, 13, 20, 23, 30	1810	–	–	–	37,9	57,1	6,5	S	2,7E+15	8	11
1154	32, 39	1810	02	16	–	35,5	25,6	7,8	W	4E+16	9	61
1155	10	1812	03	05	12; 30	45,7	26,6	6,4	S	2,2E+15	–	150
1156	32	1812	05	29	–	40,5	21,3	6,5	W	2,7E+15	8	–

Приложение 2 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
1157	32	1813	12	09	–	39,6	20,6	6,2	W	1,4E+15	9	–
1158	39	1814	01	–	–	35	26,3	5,7	S	5E+14	–	–
1159	32	1815	–	–	–	38,7	20,7	6,3	W	1,7E+15	9	–
1160	32, 39	1815	12	–	–	34,9	25,6	6,8	S	5E+15	9	–
1161	39	1817	–	–	–	37,8	27	5,7	S	5E+14	–	–
1162	16, 32, 39	1817	08	23	8; 00	38,3	22,3	6,5	S	2,7E+15	10	–
1163	10, 32, 38, 39	1818	04	25	–	42,8	23,3	6	S	9,3E+14	8	16
1164	39	1819	02	28	–	41,7	44,8	5,7	S	5E+14	–	–
1165	21	1819	06	16	–	24,1	69,1	8,2	S	9,3E+14	–	–
1166	32, 39	1820	03	17	–	38,4	26,2	6	W	9,3E+14	7	–
1167	32	1820	03	17	–	38,8	20,6	6,3	W	1,7E+15	9	–
1168	32, 33	1820	12	29	–	37,8	21,1	6,8	W	5E+15	9	–
1169	8, 10	1821	–	–	–	39,5	64,5	6,4	S	2,2E+15	8	20
1170	8, 10	1821	02	10	0; 00	45,7	26,6	6	S	9,3E+14	6–7	100
1171	8, 10, 38	1821	11	17	13; 30	45,7	26,6	6,7	S	4E+15	7–8	150
1172	10, 12, 32, 39	1822	08	13	–	36,6	36,7	7,4	S	1,7E+16	10	17
1173	10	1822	09	–	–	40,3	71,5	6,2	S	1,4E+15	–	12
1174	10	1823	01	01	–	40,3	71,5	6,2	S	1,4E+15	–	12
1175	32	1823	06	19	–	39,5	20,3	6,4	W	2,2E+15	9	–
1176	11, 13, 20	1824	06	02	–	29,7	51,5	6,1	S	1,1E+15	8	–
1177	11, 13, 20, 30	1824	06	25	4; 50	29,8	52,4	6,4	S	2,2E+15	8	–
1178	11, 13, 20, 23	1825	–	–	–	36,1	52,5	6,7	W	4E+15	>8	–
1179	32	1825	01	19	–	38,7	20,6	6,7	W	4E+15	10	–
1180	10	1826	–	–	–	40,7	36,6	5,8	S	6,1E+14	–	15
1181	32	1826	01	26	–	39	20,6	6,1	W	1,1E+15	7	–
1182	39	1826	02	08	20; 30	39,5	28	6,1	S	1,1E+15	–	–
1183	39	1827	–	–	–	40,7	36,6	6,1	S	1,1E+15	–	–
1184	2, 3, 4, 5, 8, 10, 11, 13, 23, 38, 39	1827	10	08	–	40,6	44,5	7	S	7,6E+15	9	–
1185	39	1828	06	15	5; 00	38,4	27,2	5,7	S	5E+14	–	–
1186	8, 10, 26	1828	08	09	16; 00	40,7	48,4	5,7	S	5E+14	8	10
1187	32, 39	1829	04	13	16; 00	41,1	24,8	6,9	W	6,1E+15	9	–
1188	39	1829	05	05	–	41	29	5,7	S	5E+14	–	–
1189	10, 12, 32, 33, 38, 39	1829	05	05	–	41,1	24,3	7,3	S	1,4E+16	10	16
1190	10	1829	07	01	19; 30	47,5	22,2	6,2	S	1,4E+15	–	35
1191	8, 10, 38	1829	11	26	1; 40	45,7	26,6	6,8	S	5E+15	8	150
1192	38	1830– 1831	18	1	–	40,3	43,9	6,1	S	1,1E+15	>9	–
1193	8, 10, 23, 26	1830	03	09	11; 22	43,1	46,8	6,3	S	1,7E+15	8–9	16
1194	10, 11, 13, 20, 23, 30	1830	03	27	–	35,7	52,3	7,1	S	9,3E+15	9	18
1195	26	1830	05	09	–	35,7	52,1	6,5	S	2,7E+15	–	–
1196	39	1831	02	22	–	36,2	37,1	5,7	S	5E+14	–	–
1197	32, 39	1831	04	03	–	37,8	27	6,1	S	1,1E+15	7	–
1198	8, 10	1831	08	03	3; 00	45,7	26,6	5,8	S	6,1E+14	6	100
1199	10, 21	1832	01	–	–	36,5	71	7,4	S	1,7E+16	9	180
1200	8, 10	1832	02	17	1; 45	45,7	26,6	5,7	S	5E+14	6	100
1201	10, 11, 13, 23, 30	1833	–	–	–	37,3	58,1	6,2	S	1,4E+15	8,5	14
1202	32	1833	01	19	–	40,5	19,6	6,5	W	2,7E+15	9	–

Приложение 2 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
1203	2, 3, 10, 11, 13, 23, 30	1834	-	-	-	39,7	43,7	6	S	9,3E+14	8,5	14
1204	10, 26, 31	1834	05	23	-	31,3	35,6	7	S	7,6E+15	-	22
1205	10	1834	10	15	6; 30	47,6	22,3	6,8	S	5E+15	-	32
1206	10, 39	1835	08	23	17; 00	38,3	35,5	6,1	S	1,1E+15	-	18
1207	10, 12, 26, 32, 36, 37, 39	1837	01	01	1; 00	33	35,5	6,4	S	2,2E+15	9	-
1208	16, 32, 39	1837	03	20	8; 00	37,5	23,5	6,5	S	2,7E+15	7	-
1209	20	1837	06	-	-	38,1	44,7	6,1	S	1,1E+15	8	-
1210	39	1837	08	15	-	36	22	5,7	S	5E+14	-	-
1211	11, 12, 13, 20, 30, 41	1838	-	-	-	29,5	60	7	S	7,6E+15	9	-
1212	8, 10, 26	1838	01	23	18; 36	45,7	26,6	7	S	7,6E+15	8	150
1213	39	1840	07	02	14; 00	40,1	43,6	6,1	S	1,1E+15	-	-
1214	2, 3, 5, 8, 10, 11, 13, 20, 23, 26, 30	1840	07	02	19; 00	39,5	43,9	7,4	S	1,7E+16	9	-
1215	2, 3, 8, 39	1840	07	06	-	39,7	44,4	5,7	S	5E+14	-	-
1216	32	1840	10	30	-	37,9	20,9	6,7	W	4E+15	10	-
1217	2, 3, 5, 8, 10, 20, 23	1841	05	17	19; 00	39,5	43,9	5,7	S	5E+14	7	-
1218	39	1841	10	06	2; 30	41	29	5,7	S	5E+14	-	-
1219	32, 39	1842	04	18	8; 30	36,5	22,3	6,7	S	4E+15	9	-
1220	2, 3, 10, 11, 13, 20, 30	1843	04	18	8; 00	38,6	44,8	5,9	S	7,6E+14	>7	-
1221	32	1843	09	05	-	41,2	20,1	6,2	W	1,4E+15	9	-
1222	32, 39	1843	10	06	-	36,3	27,5	6,7	S	4E+15	9	-
1223	10	1844	-	-	-	41	34,8	5,8	S	6,1E+14	-	15
1224	39	1844	01	01	-	39,9	41,3	5,7	S	5E+14	-	-
1225	11, 13, 20	1844	05	12	17; 00	33,6	51,4	6,4	S	2,2E+15	8	-
1226	10, 39	1844	05	12	-	41	35	6,1	S	1,1E+15	-	18
1227	10, 11, 13, 20, 23, 30	1844	05	13	19; 00	37,4	48	6,9	S	6,1E+15	9	15
1228	39	1845	05	24	1; 00	41,6	43,5	5,7	S	5E+14	-	-
1229	32, 39	1845	06	23	-	38,5	27,5	6,4	S	2,2E+15	8	-
1230	39	1845	10	09	-	39,3	26,3	5,7	S	5E+14	-	-
1231	32, 39	1845	10	12	-	39,1	26,2	7,4	S	1,7E+16	10	-
1232	39	1845	12	01	-	39,1	26,5	6,1	S	1,1E+15	-	-
1233	32	1846	03	28	-	35,8	25	7,7	W	3,3E+16	7	90
1234	32, 33, 39	1846	06	10	-	37	22	7,4	S	1,7E+16	-	-
1235	39	1846	06	13	-	37,8	27	6,1	S	1,1E+15	-	-
1236	-	1846	06	21	-	37,8	27	6,7	S	4E+15	9	-
1237	39	1847	-	-	-	36,6	36,1	5,7	S	5E+14	-	-
1238	14	1847	08	07	8; 15	29,7	30,8	5,8	S	6,1E+14	-	-
1239	39	1848	04	23	-	42,7	23,4	6,1	S	1,1E+15	-	-
1240	2, 3, 39	1850	-	-	-	39,9	41,3	5,7	S	5E+14	7	15
1241	10	1850	-	-	-	39,9	43,3	6,2	S	1,4E+15	-	20
1242	39	1850	02	12	-	33,9	35,5	5,7	S	5E+14	-	-
1243	39	1850	04	03	3; 10	38,4	27,5	6,1	S	1,1E+15	-	-
1244	39	1850	10	13	9; 23	38,4	27,2	6,1	S	1,1E+15	-	-
1245	10, 32, 38, 39	1851	02	28	-	36,5	29,1	7,1	W	9,3E+15	9	-

Приложение 2 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
1246	10, 11, 13, 23, 30	1851	04	09	16; 00	40	47,3	6,2	S	1,4E+15	-	-
1247	39	1851	04	21	-	40	28,4	6,1	S	1,1E+15	-	-
1248	10, 11, 13, 20, 23, 30	1851	06	-	-	36,8	58,5	6,9	S	6,1E+15	9	-
1249	10, 38, 39	1851	08	23	-	40	28,4	5,8	S	6,1E+14	-	15
1250	32	1851	10	12	-	40,5	19,6	6,7	W	4E+15	10	-
1251	8, 10, 26	1852	02	22	-	37,1	58,4	5,8	S	6,1E+14	8-9	10
1252	16	1852	07	14	4; 20	38,7	22,3	6,1	S	1,1E+15	-	-
1253	2, 3, 10, 23, 26, 32, 39	1852	07	24	-	39,9	41,3	7,3	S	1,4E+16	9	-
1254	39	1852	10	19	3; 25	36,6	29,1	5,7	S	5E+14	-	-
1255	39	1853	01	18	6; 00	40,6	44,9	6,1	S	1,1E+15	-	-
1256	11, 13, 20, 26, 30	1853	05	05	12; 00	29,6	52,5	6,2	S	1,4E+15	8	-
1257	16, 32, 39	1853	08	18	10; 30	38,3	23,2	6,5	S	2,7E+15	10	-
1258	16	1853	09	29	23; 45	38,3	23,2	6,3	S	1,7E+15	-	-
1259	39	1854	-	-	-	36,2	36,6	5,7	S	5E+14	-	-
1260	32	1854	07	30	-	39,8	20,1	6,3	W	1,7E+15	9	-
1261	11, 13, 20, 30	1854	11	-	-	30,6	59,4	5,8	S	6,1E+14	>7	-
1262	10, 12, 26, 32, 38, 39	1855	02	28	-	40,2	29,1	7,5	S	2,2E+16	9	22
1263	39	1855	03	02	-	36,6	29,1	6,1	S	1,1E+15	-	-
1264	32	1855	04	11	-	40,2	29,2	7	W	7,6E+15	9	-
1265	10, 12, 26, 32, 38, 39	1855	04	11	-	40,2	29,1	7,6	S	2,7E+16	10	-
1266	32	1855	07	03	-	41,9	19,6	6,5	W	2,7E+15	9	-
1267	39	1855	12	18	1; 20	38,4	27,2	5,7	S	5E+14	-	-
1268	32, 39	1856	10	12	-	36,3	28	8,2	W	9,3E+16	10	61
1269	32, 39	1856	11	13	-	38,4	26,1	6,6	W	3,3E+15	9	-
1270	39	1857	02	12	0; 30	38,4	27,2	5,7	S	5E+14	-	-
1271	26, 32	1857	04	09	-	38,4	42,1	6,7	S	4E+15	9	-
1272	16, 32, 33, 39	1858	02	21	-	37,9	22,9	6,7	S	4E+15	10	-
1273	32	1858	04	05	-	39,7	20,7	6	W	9,3E+14	8	-
1274	14	1858	06	13	5; 00	29,6	50,5	5,9	S	7,6E+14	-	-
1275	32	1858	09	20	-	40	20	6,4	W	2,2E+15	9	-
1276	10, 32, 38, 39	1858	09	30	-	42,8	23,5	6,6	W	3,3E+15	8	-
1277	32	1858	10	10	-	40,3	19,6	6,5	W	2,7E+15	9	-
1278	2, 3, 10, 23, 39	1859	01	21	10; 00	40	41,7	6	S	9,3E+14	9	8
1279	2,3,10,11,13, 23, 26, 32, 39	1859	06	02	-	40	41,3	6,5	S	2,7E+15	-	10
1280	8, 10, 23, 26	1859	06	11	13; 00	40,7	48,5	6	S	9,3E+14	-	10
1281	39	1859	06	26	10; 00	39,9	41,3	5,7	S	5E+14	-	-
1282	2, 3, 10, 23	1859	07	13	-	39,9	41,3	6,5	S	2,7E+15	8,5	20
1283	39	1859	07	25	-	42,1	24,1	5,7	S	5E+14	-	-
1284	10, 32, 38, 39	1859	08	21	-	40,2	26	6,7	S	4E+15	9	-
1285	39	1859	08	31	6; 30	42,7	23,3	5,7	S	5E+14	-	-
1286	32	1860	04	10	-	40,2	20,3	6,4	S	2,2E+15	8	-
1287	32	1860	06	07	-	40,2	29,1	6,2	W	1,4E+15	9	-
1288	32, 33, 39	1860	08	06	-	40,5	25,8	6,2	S	1,4E+15	7	-
1289	39	1860	12	03	-	39,9	41,3	5,7	S	5E+14	-	-

Приложение 2 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
1290	2, 3, 8, 10, 11, 13, 23	1861	05	24	13; 00	40	46,6	6,6	S	3,3E+15	7-8	30
1291	10, 12, 13, 26, 32, 33	1861	12	26	6; 30	38,2	22,3	6,7	S	4E+15	10	-
1292	39	1862	01	01	9; 00	38,3	22,3	6,1	S	1,1E+15	-	-
1293	32	1862	03	14	1; 45	38,4	20,5	6,6	W	3,3E+15	9	-
1294	32	1862	03	24	-	36,6	27,9	6,4	W	2,2E+15	7	61
1295	32	1862	06	21	5; 30	36,9	24,4	7	W	7,6E+15	8	61
1296	39	1862	10	-	-	40	30,1	5,7	S	5E+14	-	-
1297	32	1862	10	04	-	40,4	19,7	6,1	W	1,1E+15	9	-
1298	26, 32, 39	1862	10	16	-	38,8	30,5	6,1	S	1,1E+15	8	-
1299	10, 38	1862	10	16	1; 10	45,7	26,6	6,4	S	2,2E+15	-	150
1300	32, 39	1862	11	03	-	38,4	27,7	6,6	S	3,3E+15	9	-
1301	8, 10, 11, 13, 23, 30	1862	12	19	5; 00	39,7	47,9	6	S	9,3E+14	-	17
1302	11, 13, 20, 30	1862	12	21	10; 00	29,5	52,5	6,2	S	1,4E+15	8	-
1303	26, 32, 39	1863	04	22	21; 30	36,4	27,7	7,8	W	4E+16	10	61
1304	32, 39	1863	08	16	-	38,3	26,3	6,2	S	1,4E+15	8	-
1305	10, 12	1863	10	03	-	38,5	30,6	6,3	S	1,7E+15	-	10
1306	10, 32, 38	1863	11	06	-	40,2	26,6	6,4	S	2,2E+15	8	-
1307	8, 10	1863	12	30	19; 00	38,5	48	5,8	S	6,1E+14	6-7	10
1308	10, 20, 23, 30	1863	12	30	22; 00	38,2	48,6	6,1	S	1,1E+15	8	14
1309	10, 11, 13, 20, 30	1864	01	17	-	30,7	57	6	S	9,3E+14	>7	-
1310	10, 32, 39	1864	06	14	-	40,3	25,1	7,4	W	1,7E+16	6	-
1311	39	1864	07	17	-	36,5	23,5	5,7	S	5E+14	-	-
1312	32, 39	1864	10	02	-	36,1	29,5	6,2	S	1,4E+15	7	-
1313	11, 12, 13, 20, 30	1864	12	07	20; 00	33,4	46	6,4	S	2,2E+15	8	-
1314	10	1864	12	20	-	33,5	45,9	6,5	S	2,7E+15	-	12
1315	10	1865	02	08	-	32,6	46,4	6,1	S	1,1E+15	-	18
1316	39	1865	02	23	-	39,3	26,2	6,1	S	1,1E+15	-	-
1317	10	1865	03	22	0; 53	42,7	73,2	6,4	S	2,2E+15	-	15
1318	8, 10	1865	04	27	-	44,5	29,5	6,4	S	2,2E+15	8	20
1319	11, 13, 20, 30	1865	06	-	-	29,6	53,1	6	S	9,3E+14	>7	-
1320	10, 24, 32, 38, 39	1865	07	23	21; 30	39,4	26,2	6,7	W	4E+15	9	-
1321	32	1865	10	10	-	37,7	27,1	6	W	9,3E+14	9	-
1322	32	1865	10	11	-	40,8	20	6,2	W	1,4E+15	9	-
1323	32	1865	11	11	-	38,2	26,2	6,2	W	1,4E+15	8	-
1324	32	1866	01	02	-	40,4	19,6	6,6	W	3,3E+15	9	-
1325	39	1866	01	11	-	36,2	28	6,1	S	1,1E+15	-	-
1326	38	1866	01	13	-	36	28	6	S	9,3E+14	-	-
1327	39	1866	01	13	-	38,3	26,2	5,7	S	5E+14	-	-
1328	39	1866	01	19	-	38,3	26,2	5,7	S	5E+14	-	-
1329	32, 39	1866	01	31	-	36,4	25,4	6,2	S	1,4E+15	8	-
1330	32, 39	1866	02	02	-	38,3	26,2	6,3	S	1,7E+15	8	-
1331	32	1866	02	06	-	35,9	22,9	6,8	W	5E+15	8	-
1332	32	1866	03	02	14; 30	40,3	40,9	6,7	S	4E+15	9	-
1333	20	1866	05	12	-	39,2	41	7,2	S	1,2E+16	-	-
1334	10, 11, 13, 23, 39, 40	1866	06	20	14; 00	38,5	40,9	6,8	S	5E+15	9	-

Приложение 2 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
1335	2, 3, 39	1866	07 20	-	38,4	39,4	6,1	S	1,1E+15	8	15	
1336	32	1866	12 04	-	40,2	19,9	6,2	W	1,4E+15	9	-	
1337	32	1866	12 06	16; 00	42	23	6,6	W	3,3E+15	6	-	
1338	32	1867	01 27	-	39,6	20,8	6,2	W	1,4E+15	8	-	
1339	26, 32	1867	02 04	4; 19	38,2	20,4	7,2	S	1,2E+16	10	-	
1340	33	1867	02 27	-	38,4	20,5	7,1	S	9,3E+15	-	-	
1341	26, 32, 33, 39	1867	03 07	-	39,1	26,5	6,8	S	5E+15	9	-	
1342	39	1867	03 10	9; 00	39,3	26,2	5,7	S	5E+14	-	-	
1343	32, 39	1867	03 29	-	41,2	24,2	6	S	9,3E+14	8	-	
1344	39	1867	04 11	-	39,3	26,5	5,7	S	5E+14	-	-	
1345	10	1867	04 14	-	34	45,2	6,4	S	2,2E+15	-	23	
1346	39	1867	07 22	3; 00	39,3	26,2	6,1	S	1,1E+15	-	-	
1347	2, 3, 5, 8, 10, 23	1867	07 23	12; 00	40,6	46,3	6,2	S	1,4E+15	-	28	
1348	32, 39	1867	09 20	3; 15	36,5	22,3	7,1	W	9,3E+15	9	-	
1349	39	1867	10 22	20; 30	39,3	23,5	5,7	S	5E+14	-	-	
1350	39	1868	02 18	17; 00	41,2	43,8	6,1	S	1,1E+15	-	-	
1351	2, 3, 10, 23	1868	02 25	11; 10	41	43	6,2	S	1,4E+15	-	25	
1352	2, 3, 5, 8, 10, 11, 13, 23, 30	1868	03 18	18; 00	40	47,4	6,3	S	1,7E+15	-	30	
1353	39	1868	04 02	3; 30	40	41,7	6,1	S	1,1E+15	-	-	
1354	10	1868	04 03	21; 15	41,2	69,6	6,5	S	2,7E+15	-	18	
1355	38, 39	1868	04 20	-	36	28	6,3	S	1,7E+15	-	-	
1356	10, 23, 39	1868	04 23	3; 30	40	42	6	S	9,3E+14	8-9	17	
1357	2, 3, 5, 8, 10	1868	04 11	3; 30	40,3	42,1	5,7	S	5E+14	8	15	
1358	32, 39	1868	05 03	-	37,8	27	6	W	9,3E+14	7	-	
1359	10, 11, 13, 30	1868	08 01	20; 00	34,9	52,5	6,4	S	2,2E+15	-	-	
1360	10	1868	08 29	8; 00	42,7	75,9	6,4	S	2,2E+15	-	20	
1361	32, 39	1868	10 03	23; 30	39,2	23,4	6,2	S	1,4E+15	8	-	
1362	8, 10, 38	1868	11 13	6; 50	45,7	26,6	5,8	S	6,1E+14	6	100	
1363	10, 38	1868	11 27	20; 30	45,7	26,6	6,4	S	2,2E+15	-	150	
1364	32	1869	-	-	36,5	27,6	6,7	W	4E+15	9	-	
1365	39	1869	04 18	4; 00	36,6	27,8	6,1	S	1,1E+15	-	-	
1366	32	1869	08 14	-	40,2	19,7	6,1	W	1,1E+15	9	-	
1367	32	1869	09 01	-	41,2	19,6	6,2	W	1,4E+15	8	-	
1368	32, 39	1869	12 01	18; 00	37	28,1	6,8	W	5E+15	9	-	
1369	39	1869	12 12	0; 33	40,7	44,3	6,1	S	1,1E+15	-	-	
1370	32	1869	12 28	3; 10	38,8	20,7	6,6	W	3,3E+15	10	-	
1371	39	1870	02 22	-	37,5	22,3	6,1	S	1,1E+15	-	-	
1372	10, 12, 32, 38, 39	1870	02 22	-	36,6	28,5	6,8	S	5E+15	8	-	
1373	39	1870	07 11	2; 40	38,4	27,2	6,1	S	1,1E+15	-	-	
1374	12, 16, 32, 33, 39	1870	08 01	0; 41	38,5	22,5	6,8	S	5E+15	9	-	
1375	16	1870	08 01	13; 33	38,5	22,4	6,3	S	1,7E+15	-	-	
1376	32	1870	09 28	5; 00	41,1	19,6	6,4	W	2,2E+15	9	-	
1377	26, 32	1870	09 30	23; 00	38,5	22,5	7,5	S	2,2E+16	10	-	
1378	39	1870	08 10	11; 10	39,9	27,3	5,7	S	5E+14	-	-	
1379	16	1870	10 25	18; 57	38,5	22,5	6	S	9,3E+14	-	-	
1380	2, 3, 10, 11, 13, 23	1871	03 17	-	38	43	6,7	S	4E+15	-	-	
1381	32	1871	04 09	-	39,5	20,1	6	W	9,3E+14	8	-	

Приложение 2 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
1382	39	1871	06	07	–	36,8	28,2	5,7	S	5E+14	–	–
1383	11, 13, 20	1871	08	04	–	30,7	56,9	6	S	9,3E+14	>7	–
1384	39	1871	10	08	11; 10	38,4	26,1	6,1	S	1,1E+15	–	–
1385	39	1871	10	11	–	40,4	26,7	5,7	S	5E+14	–	–
1386	39	1871	12	02	13; 45	39,9	43,1	6,1	S	1,1E+15	–	–
1387	8, 10, 11, 13, 17, 20, 23, 26, 30	1871	12	23	–	37,3	58,3	7,2	S	1,2E+16	9	11
1388	8, 10, 20, 23, 26	1872	01	06	–	37,3	58,3	6,3	S	1,7E+15	8–9	–
1389	8, 10, 23, 26	1872	01	28	7; 00	40,6	48,7	6	S	9,3E+14	8,5	7
1390	32	1872	02	11	20; 00	39,7	20,2	6,2	W	1,4E+15	9	–
1392	39	1872	03	06	–	37,8	26,8	5,7	S	5E+14	–	–
1393	10, 12, 26, 32, 39	1872	04	02	7; 45	36,3	36,1	7,5	S	2,2E+16	9	–
1394	39	1872	05	15	–	36,2	36,1	5,7	S	5E+14	–	–
1395	10,11,13,20,30	1872	06	–	–	34,6	47,5	6,1	S	1,1E+15	8	–
1396	39	1872	07	23	–	41	24,4	6,1	S	1,1E+15	–	–
1397	10	1873	–	–	–	40,5	37,8	5,8	S	6,1E+14	–	15
1398	32, 39	1873	01	31	23; 13	37,8	27,1	6,6	W	3,3E+15	8	–
1399	39	1873	02	01	1; 00	37,8	27	6,7	S	4E+15	–	–
1400	10	1873	02	14	–	33,2	34,6	6,2	S	1,4E+15	–	32
1401	32, 39	1873	07	25	9; 30	37,7	23,2	6	S	9,3E+14	7	–
1402	32	1873	10	25	22; 00	37,9	21	6,1	W	1,1E+15	8	–
1403	10, 38, 39	1873	11	09	0; 00	40,5	25,6	5,8	S	6,1E+14	–	15
1404	39	1874	01	17	1; 45	38,3	23,8	5,7	S	5E+14	–	–
1405	10	1874	01	18	15; 00	42,9	77,4	5,9	S	7,6E+14	–	20
1406	32, 39	1874	03	18	5; 00	38,5	23,9	6	S	9,3E+14	8	–
1407	10, 12, 23, 39, 40, 41	1874	05	03	7; 00	38,5	39,5	7,1	S	9,3E+15	–	14
1408	26, 39	1874	05	04	–	38,6	39	6,1	S	1,1E+15	–	–
1409	39	1874	06	28	–	37,8	26,8	5,7	S	5E+14	–	–
1410	39	1874	07	05	–	39,2	26,3	5,7	S	5E+14	–	–
1411	32	1874	11	16	–	36,4	27,8	7	W	7,6E+15	7	–
1412	39	1874	11	16	6; 00	38,4	27,2	6,1	S	1,1E+15	–	–
1413	39	1874	11	18	5; 00	39,1	26,9	5,7	S	5E+14	–	–
1414	10, 38	1875	03	–	–	40,2	26,4	5,8	S	6,1E+14	–	15
1415	10, 23, 40	1875	03	03	22; 48	38,5	39,5	6,7	S	4E+15	9	–
1416	39	1875	03	05	–	40,2	26,4	5,7	S	5E+14	–	–
1417	11, 13, 30	1875	03	21	15; 00	30,5	50,5	5,7	S	5E+14	–	–
1418	2, 3, 12, 39, 41	1875	03	27	–	38,5	39,5	6,7	S	4E+15	–	–
1419	11, 13, 20, 30	1875	05	–	–	31,2	56,3	6	S	9,3E+14	>7	–
1420	10, 12, 26, 32, 38, 39	1875	05	07	–	38,1	30,1	7,3	S	1,4E+16	9	–
1421	10, 39	1875	05	11	–	38	29	7	S	7,6E+15	–	40
1422	39	1875	05	11	5; 00	38,4	21,2	5,7	S	5E+14	–	–
1423	32, 39	1875	07	–	–	37,7	26,7	6,3	S	1,7E+15	8	–
1424	39	1875	08	21	–	36,2	36,1	5,7	S	5E+14	–	–
1425	14	1875	10	02	11; 00	16,5	38	6,1	S	1,1E+15	–	–
1426	32, 39	1875	10	03	–	40,2	26,4	6,8	S	5E+15	9	–
1427	39	1875	11	01	–	38,6	26,5	5,7	S	5E+14	–	–
1428	10, 23, 32, 39	1875	11	01	10; 00	39,9	41,3	7,4	S	1,7E+16	10	–

Приложение 2 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
1429	32, 39	1876	05	13	6; 00	38,8	30,5	6,8	S	5E+15	9	-
1430	16, 32, 39	1876	07	26	-	37,8	22,8	6	S	9,3E+14	8	-
1431	11, 13, 30	1876	09	28	3; 00	33,1	49,7	5,8	S	6,1E+14	-	-
1432	11, 13, 20, 30	1876	10	20	15; 00	35,8	50,2	5,7	S	5E+14	7	-
1433	39	1877	07	02	9; 45	38	22,8	5,7	S	5E+14	-	-
1434	32	1877	10	13	-	37,7	27	6	W	9,3E+14	8	-
1435	10, 32, 38, 39	1877	10	13	-	40,6	27,6	6,2	S	1,4E+15	8	-
1436	10, 26, 32, 38, 39	1878	04	19	19; 00	40,7	29,4	6,8	S	5E+15	9	-
1437	8, 10	1878	05	04	-	41,6	48,1	5,7	S	5E+14	7	20
1438	2, 3, 8, 10, 11, 12, 13, 20, 23, 30	1879	03	22	3; 42	37,8	47,9	6,7	S	4E+15	>8	-
1439	8, 10, 23, 26	1879	04	02	-	37,5	57,4	6,7	S	4E+15	9	15
1440	39	1879	07	03	14; 15	38,3	22,8	5,7	S	5E+14	-	-
1441	10, 23	1879	10	09	19; 30	41,1	37,9	6	S	9,3E+14	7	25
1442	39	1880	01	-	-	39,3	23	5,7	S	5E+14	-	-
1443	39	1880	03	28	-	42	35,2	6,1	S	1,1E+15	-	-
1444	39	1880	07	22	-	38,1	27,8	6,1	S	1,1E+15	-	-
1445	12, 24, 26, 32, 39	1880	07	29	4; 40	38,6	27,1	6,7	S	4E+15	9	-
1446	20	1880	08	-	-	27	57,2	5,4	S	2,6E+14	>7	-
1447	39	1880	09	02	13; 00	38	22	5,7	S	5E+14	-	-
1448	10, 38	1880	11	09	6; 33	45,9	16,1	6,8	S	5E+15	-	22
1449	10	1880	12	01	23; 30	43,1	76,9	5,7	S	5E+14	-	14
1450	8, 10, 38	1880	12	25	14; 30	45,7	26,6	6,2	S	1,4E+15	7	150
1451	26, 32, 33, 39	1881	04	03	11; 30	38,3	26,1	7,4	S	1,7E+16	11	-
1452	2, 3, 23, 32, 39	1881	05	30	-	38,5	43,3	6,8	S	5E+15	9	-
1453	2, 3, 10	1881	06	07	-	38,6	42,8	6,3	S	1,7E+15	-	16
1454	10, 26, 32, 39	1881	09	28	-	40,6	33,6	6,1	S	1,1E+15	8	-
1455	10	1882	01	01	-	37	79,5	7	S	7,6E+15	-	-
1456	39	1882	03	21	-	38,4	26,1	5,7	S	5E+14	-	-
1457	21	1882	12	15	-	24,9	72,7	5,7	S	5E+14	-	-
1458	10, 21	1883	03	31	2; 00	36,5	70,5	6,5	S	2,7E+15	-	150
1459	11, 13, 17, 20, 30	1883	04	28	17; 00	36,9	56,3	5,8	S	6,1E+14	>7	-
1460	10, 11, 13, 20, 23, 30	1883	05	03	-	38,8	47,1	6,2	S	1,4E+15	8	-
1461	39	1883	07	25	23; 00	37,5	24,5	5,7	S	5E+14	-	-
1462	39	1883	08	05	1; 30	37,5	24,5	5,7	S	5E+14	-	-
1463	26, 32, 39	1883	10	15	15; 30	38,3	26,4	6,5	S	2,7E+15	9	-
1464	11, 13, 20, 30	1883	10	16	-	27,7	52,2	5,8	S	6,1E+14	>7	-
1465	39	1883	11	01	-	38,3	26,3	6,1	S	1,1E+15	-	-
1466	39	1883	11	03	6; 00	40,6	43,1	6,1	S	1,1E+15	-	-
1467	10, 20, 23, 39	1884	02	10	5; 00	37,5	42,5	6,9	S	6,1E+15	8	-
1468	10	1884	03	13	5; 07	42,7	78,2	5,8	S	6,1E+14	-	20
1469	39	1884	05	13	-	40,4	27,8	5,7	S	5E+14	-	-
1470	39	1884	06	06	-	36,3	37,2	5,7	S	5E+14	-	-
1471	14	1884	07	20	9; 30	15,7	39,6	6,2	S	1,4E+15	-	-
1472	39	1884	10	-	-	38,4	27,2	5,7	S	5E+14	-	-
1473	24, 39	1885	02	29	18; 30	37,2	27,2	6,8	S	5E+15	9	-
1474	32	1885	03	29	18; 30	37	21,9	6,1	W	1,1E+15	9	-

Приложение 2 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
1475	10	1885	08	02	21; 20	42,7	74,1	6,9	S	6,1E+15	–	15
1476	39	1885	08	22	20; 30	38,8	23,5	5,7	S	5E+14	–	–
1477	32, 33	1886	08	27	21; 32	37	21,5	7,5	S	2,2E+16	10	–
1478	39	1886	09	04	–	39,3	26,5	5,7	S	5E+14	–	–
1479	39	1886	10	06	–	39,6	28,9	6,1	S	1,1E+15	–	–
1480	8, 10, 23	1886	10	16	8; 35	43,5	45,9	5,8	S	6,1E+14	6–7	30
1481	10	1886	11	–	–	38,3	29,3	5,8	S	6,1E+14	–	15
1482	39	1886	11	27	8; 05	38,3	26,1	5,7	S	5E+14	–	–
1483	10	1886	11	29	4; 13	41,4	69,5	6,7	S	4E+15	–	26
1484	39	1886	12	11	–	38,4	26,1	6,1	S	1,1E+15	–	–
1485	39	1887	01	–	–	37,8	29,1	5,7	S	5E+14	–	–
1486	10, 32, 39	1887	05	14	5; 30	40,2	25,2	6,7	S	4E+15	7	–
1487	10, 41	1887	06	08	23; 35	43,1	76,8	7,3	S	1,4E+16	–	20
1488	39	1887	07	07	17; 45	42,1	42	5,7	S	5E+14	–	–
1489	32, 39	1887	07	17	7; 45	35,7	26	7,5	W	2,2E+16	7	61
1490	39	1887	08	06	–	36,9	28,7	6,1	S	1,1E+15	–	–
1491	10	1887	08	21	21; 00	43,1	76,8	5,7	S	5E+14	–	20
1492	12	1887	09	30	–	38,7	29,8	6,3	S	1,7E+15	–	–
1493	16, 32, 39	1887	10	03	22; 50	38,3	22,8	6,4	S	2,2E+15	–	–
1494	39	1888	05	–	–	38,4	26,1	6,1	S	1,1E+15	–	–
1495	39	1888	05	–	–	39,8	39,5	6,1	S	1,1E+15	–	–
1496	16, 32, 39	1888	09	09	–	38,1	22,1	6,2	S	1,4E+15	9	–
1497	26	1888	09	22	10; 00	41,3	43,3	6,1	S	1,1E+15	8	–
1498	4, 5, 8, 39	1888	09	23	12; 30	41,1	42,8	6,1	S	1,1E+15	–	–
1499	39	1888	10	–	–	38,2	28	6,1	S	1,1E+15	–	–
1500	10	1888	11	14	–	44,8	78,5	5,7	S	5E+14	–	20
1501	10, 21	1888	11	28	6; 40	40	69,8	6,3	S	1,7E+15	8	20
1502	10	1888	11	29	–	44,9	75,1	6,1	S	1,1E+15	–	30
1503	10	1889	–	–	–	38	77,5	7	S	7,6E+15	–	–
1504	8, 10, 23	1889	06	26	12; 45	42,5	48	6,1	S	1,1E+15	–	50
1505	10	1889	07	11	22; 14	43,2	78,7	8,3	S	1,2E+17	–	40
1506	10	1889	07	18	20; 30	42,8	74,9	5,8	S	6,1E+14	–	20
1507	8, 10	1889	07	19	–	40,1	53,1	5,7	S	5E+14	7–8	15
1508	10	1889	08	–	–	37,7	75,2	6	S	9,3E+14	–	–
1509	32	1889	08	25	19; 10	38,3	20,1	7	W	7,6E+15	8	61
1510	26, 32, 39	1889	10	25	22; 56	39,2	25,8	6,7	S	4E+15	9	–
1511	39	1889	11	03	–	39,3	26,3	6,1	S	1,1E+15	–	–
1512	10	1890	02	25	17; 30	43	78	6,4	S	2,2E+15	–	40
1513	39	1890	03	09	–	36,8	27,3	5,7	S	5E+14	–	–
1514	11, 13, 20, 30	1890	03	25	–	28,8	53,7	6,4	S	2,2E+15	8	–
1515	32	1890	05	20	–	38,5	25,5	6,2	W	1,4E+15	7	–
1516	32, 39	1890	05	26	–	39,9	38,8	6,8	S	5E+15	9	–
1517	32, 39	1890	05	26	–	38,5	25,5	6,2	W	1,4E+15	8	–
1518	8, 10, 11, 12, 20, 23, 26, 30	1890	07	11	0; 55	36,6	54,6	7,2	S	1,2E+16	9	–
1519	32, 39	1890	12	14	–	37,8	27,5	6,1	S	1,1E+15	8	–
1520	2, 3, 10, 23, 38	1891	04	03	–	39,1	42,5	6	S	9,3E+14	–	13
1521	32, 39	1891	05	11	–	37,5	24,5	6,4	S	2,2E+15	8	–
1522	32	1891	06	27	–	39	20,7	6	W	9,3E+14	7	–
1523	39	1891	09	18	4; 00	39,3	23	6,1	S	1,1E+15	–	–
1524	39	1892	01	09	6; 15	39,8	22,3	6,1	S	1,1E+15	–	–
1525	10	1892	09	18	20; 46	40,7	66,5	6,1	S	1,1E+15	–	28

Приложение 2 (продолжение)

1	2	3	4	* 5	6	7	8	9	10	11	12	13
1526	10, 38	1892	10	14	5; 55	44,5	28	6,8	S	5E+15	–	70
1527	8, 10	1892	10	24	9; 45	39,9	53,1	5,7	S	5E+14	7–8	15
1528	12, 41	1892	12	19	–	30,9	66,5	6,9	S	6,1E+15	–	–
1529	39	1892	12	27	18; 30	37,8	27	5,7	S	5E+14	–	–
1530	10, 38, 39	1893	01	28	0; 00	40,5	25,6	5,8	S	6,1E+14	–	15
1531	26	1893	01	31	2; 30	37,7	20,9	6,4	S	2,2E+15	10	–
1532	26, 32, 33	1893	02	09	18; 00	40,4	25,5	6,5	S	2,7E+15	9	–
1533	32, 39	1893	03	02	–	37,9	26,9	6,6	W	3,3E+15	7	–
1534	12, 40	1893	03	12	22; 51	38	38,3	7,1	S	9,3E+15	9	–
1535	10, 23, 26, 39	1893	03	31	–	38,3	38,5	7	S	7,6E+15	–	21
1536	10, 38	1893	04	08	13; 00	44	21,3	6,8	S	5E+15	–	17
1537	26, 32	1893	04	17	–	37,9	20,9	6,5	S	2,7E+15	9	–
1538	16, 32, 39	1893	05	23	22; 02	38,3	23,4	6,2	S	1,4E+15	8	–
1539	26, 32	1893	07	14	–	40,1	19,8	6,4	W	2,2E+15	9	–
1540	10, 39	1893	07	24	0; 00	41,7	26,6	5,8	S	6,1E+14	–	15
1541	8, 10, 38	1893	08	17	14; 45	45,7	26,6	6,1	S	1,1E+15	7	100
1542	8, 10, 38	1893	09	10	3; 42	45,7	26,6	6,1	S	1,1E+15	7	100
1543	10	1893	11	04	4; 28	42,7	75,8	6	S	9,3E+14	–	15
1544	10, 21	1893	11	05	3; 30	39,5	69,4	5,9	S	7,6E+14	7	40
1545	10, 11, 13, 17, 20, 23, 30	1893	11	17	15; 06	37,1	58,4	7,1	S	9,3E+15	9–10	16
1546	10	1893	11	17	15; 06	37,2	58,4	6,6	S	3,3E+15	–	11
1547	11, 13, 20, 30	1894	02	26	–	29,5	53,3	5,9	S	7,6E+14	>7	–
1548	8, 10, 38	1894	03	04	6; 35	45,7	26,6	5,8	S	6,1E+14	6–7	100
1549	39	1894	03	26	15; 30	38,3	22,8	5,7	S	5E+14	–	–
1550	16, 32, 39	1894	04	20	16; 52	38,6	23	6,7	W	4E+15	10	–
1551	12, 16, 26, 32, 33, 39, 41	1894	04	27	19; 21	38,7	23	7,2	W	1,2E+16	9	–
1552	10	1894	05	14	–	36,6	35,6	6,1	S	1,1E+15	–	30
1553	10, 32, 38, 39	1894	07	10	12; 30	40,6	28,7	6,7	S	4E+15	10	–
1554	8, 10, 38	1894	08	31	12; 20	45,7	26,6	6,5	S	2,7E+15	8	150
1555	39	1895	–	–	–	38,6	27,1	6,1	S	1,1E+15	–	–
1556	8, 10, 11, 13, 17, 20, 23, 30	1895	01	17	11; 30	37,1	58,4	6,8	S	5E+15	>8	–
1557	32	1895	05	13	23; 00	40,1	19,8	6,2	W	1,4E+15	9	–
1558	32	1895	05	14	–	39,4	20,5	6,2	W	1,4E+15	8	–
1559	9, 10, 21	1895	07	05	–	37,7	75,1	7	S	7,6E+15	8	–
1560	8, 10, 11, 13, 17, 23, 30	1895	07	08	21; 30	39,5	53,7	8,2	S	9,3E+16	10	60
1561	10, 21	1895	08	04	8; 00	37,8	75,2	6,4	S	2,2E+15	8	20
1562	32, 39	1895	08	19	–	37,8	27,8	6,7	S	4E+15	9	–
1563	39	1895	11	14	–	39,1	27,1	6,1	S	1,1E+15	–	–
1564	10, 21	1895	12	18	13; 40	40	73	6	S	9,3E+14	7	35
1565	10, 11, 13, 20, 23, 30	1896	01	04	18; 28	37,7	48,3	6,7	S	4E+15	>8	–
1566	23	1896	01	05	6; 21	37,6	48,3	6	S	9,3E+14	8	15
1567	10	1896	01	15	18; 40	41,5	70,9	6,6	S	3,3E+15	–	23
1568	10, 21	1896	03	04	5; 05	37	76	7,1	S	9,3E+15	8	40
1569	8, 10, 38	1896	03	11	23; 30	45,7	26,6	5,8	S	6,1E+14	6	100
1570	10, 38, 39	1896	04	16	0; 00	39,3	29,2	5,7	S	5E+14	–	–
1571	39	1896	06	26	–	36,8	28,3	5,7	S	5E+14	–	–
1572	10, 15, 39	1896	06	29	–	34,5	33,3	6,9	S	6,1E+15	–	30

Приложение 2 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
1573	8, 23	1896	09	22	3; 53	41,6	45	6,3	S	1,7E+15	7,5	30
1574	10, 21	1896	09	23	23; 20	37	71	7,5	S	2,2E+16	6	160
1575	32	1896	09	28	–	41,1	20,7	6,1	W	1,1E+15	8	–
1576	32, 39	1896	10	27	–	36,6	27,9	6,7	W	4E+15	7	–
1577	10, 21	1896	11	01	5; 01	39,7	75,9	6,6	S	3,3E+15	8	25
1578	39	1896	12	28	5; 00	37	22,3	5,7	S	5E+14	–	–
1579	11, 13, 20, 30	1897	01	10	23; 30	27	56,3	6,1	S	1,1E+15	8	–
1580	32	1897	01	17	–	39,9	20	6,2	W	1,4E+15	9	–
1581	39	1897	05	07	–	36,8	28,3	5,7	S	5E+14	–	–
1582	11, 13, 20	1897	05	27	21; 07	30,6	57	5,7	S	5E+14	–	–
1583	32	1897	05	28	22; 35	37,5	22,5	7,5	W	2,2E+16	7	61
1584	10, 21	1897	09	17	15; 10	39,8	68,4	6,6	S	3,3E+15	8	25
1585	10, 21	1897	09	17	17; 19	39,9	68	6,7	S	4E+15	7	45
1586	39	1897	12	–	–	39,6	27,9	6,1	S	1,1E+15	–	–
1587	39	1898	02	28	–	39,6	27,9	6,1	S	1,1E+15	–	–
1588	32	1898	06	02	21; 40	37,6	22,5	7	W	7,6E+15	7	61
1589	9, 10, 21	1898	06	22	–	39,7	76,7	6,1	S	1,1E+15	8	15
1590	26, 32	1898	07	31	5; 40	39,6	20,7	6,3	S	1,7E+15	8	–
1591	26	1898	11	17	15; 06	37,2	58,4	6,6	S	3,3E+15	–	11
1592	32	1899	01	22	9; 56	37,2	21,6	6,5	W	2,7E+15	9	–
1593	10, 12, 26, 32, 38, 41	1899	09	20	2; 12	37,9	28,8	6,9	S	6,1E+15	–	–
1594	2, 3, 8, 10, 11, 12 13, 23, 26, 32, 39	1899	12	31	10; 50	41,6	43,6	6,3	S	1,7E+15	8,5	8
1595	1,10,15	1900	1	5	0; 55	34	34	6	S	9,3E+14	–	13
1596	10	1900	2	6	15; 09	38,1	31,3	5,7	N	5E+14	–	–
1597	14	1900	3	6	17; 58	29	33	6,2	S	1,4E+15	–	–
1598	10, 32	1900	7	12	6; 25	40,3	43,1	5,9	S	7,6E+14	8	–
1599	10, 26, 29	1901	3	31	7; 12	43,4	28,5	6,7	S	4E+15	–	20
1600	10, 29, 38	1901	4	2	17; 17	45,5	20,7	5,8	S	6,1E+14	–	15
1601	29	1901	5	24	4; 02	35,5	26,5	5,8	S	6,1E+14	–	–
1602	10, 38	1901	7	30	3; 30	43,4	28,7	6	S	9,3E+14	–	14
1603	10, 29	1901	11	8	10; 18	40,1	41,5	6,1	S	1,1E+15	–	14
1604	29, 32	1901	12	18	3; 51	39,4	26,7	5,9	S	7,6E+14	8	15
1605	32, 38	1901	12	24	23; 18	37,4	22	5,8	S	6,1E+14	7	–
1606	8, 10, 29, 30	1902	2	13	9; 39	40,7	48,6	6,9	S	6,1E+15	8–9	15
1607	32, 38	1902	4	11	18; 35	38,6	23,4	5,8	S	6,1E+14	–	24
1608	10, 21	1902	4	17	21; 10	40	71	5,8	S	6,1E+14	7	30
1609	29	1902	5	26	4; 21	37,8	31,7	5,8	S	6,1E+14	–	–
1610	10, 29, 32, 33, 38	1902	7	5	14; 56	40,8	23,1	6,5	S	2,7E+15	10	–
1611	13, 14, 30	1902	7	9	3; 38	27,1	56,3	6,4	S	2,2E+15	–	–
1612	10, 21	1902	8	12	17; 16	39,5	68,5	6	S	9,3E+14	7	35
1613	9, 10, 21	1902	8	22	3; 01	39,8	76,2	7,8	S	4E+16	–	40
1614	10	1902	8	22	15; 00	39,8	76,2	6,1	S	1,1E+15	–	40
1615	10	1902	8	22	17; 50	39,8	76,2	6	S	9,3E+14	–	40
1616	10	1902	8	24	1; 30	39,8	76,2	6,4	S	2,2E+15	–	30
1617	10	1902	8	28	18; 30	39,8	76,2	5,7	S	5E+14	–	–
1618	10, 21	1902	8	30	21; 50	37	71	6,8	S	5E+15	7	33
1619	10	1902	9	15	–	39,8	76,2	6	S	9,3E+14	–	40
1620	10	1902	9	16	11; 40	39,8	76,2	6,2	S	1,4E+15	–	30

Приложение 2 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
1621	10	1902	9	18	16; 45	39,8	76,2	5,9	S	7,6E+14	–	–
1622	10, 21	1902	9	20	6; 32	38,5	67	6,2	S	1,4E+15	7	40
1623	10, 21	1902	10	6	9; 15	36,5	70,5	7,3	S	1,4E+16	–	200
1624	10	1902	12	16	5; 07	40,8	72,3	6,4	S	2,2E+15	–	9
1625	10	1902	12	19	14; 50	39,8	76,2	6,2	S	1,4E+15	–	30
1626	10	1903	2	4	21; 00	40	78	6,1	S	1,1E+15	–	30
1627	32, 38	1903	3	15	19; 03	37,8	21,2	5,7	S	5E+14	–	18
1628	3, 10, 13	1903	3	22	14; 35	33,2	59,7	6,2	S	1,4E+15	–	16
1629	30	1903	3	24	16; 56	37,5	49	5,9	S	7,6E+14	–	–
1630	10	1903	3	28	8; 55	40,8	72,7	6,1	S	1,1E+15	–	14
1631	1, 31	1903	3	29	22; 30	32,2	35,5	5,7	S	5E+14	8	10
1632	29, 36	1903	3	30	–	35,2	33,2	6	S	9,3E+14	–	–
1633	10, 21	1903	4	19	13; 25	37	71	6,9	L	6,1E+15	–	160
1634	10, 11, 13, 29	1903	4	28	23; 39	39,1	42,6	7	S	7,6E+15	9	–
1635	10, 29, 32	1903	5	26	6; 09	40,7	29	5,9	S	7,6E+14	6	20
1636	32	1903	5	28	3; 58	40,9	42,7	5,8	S	6,1E+14	8	–
1637	10, 38	1903	5	29	9; 34	39,8	18,7	6	S	9,3E+14	–	30
1638	10, 13	1903	6	24	16; 56	37,5	49	5,9	S	7,6E+14	–	–
1639	10, 14, 32, 38	1903	7	19	18; 07	35	30	5,7	S	5E+14	7	–
1640	10, 38	1903	8	2	–	36,5	22,5	6	S	9,3E+14	–	20
1641	29	1903	8	6	3; 49	39,5	42,4	5,8	S	6,1E+14	–	–
1642	14,29,32,33,38	1903	8	11	4; 32	36	22,8	7,9	W	5E+16	11	80
1643	8, 10, 29, 38	1903	9	13	8; 02	44,8	26,7	6,2	S	1,4E+15	6–7	50
1644	10, 32, 38	1903	9	19	18; 51	37,8	20,8	6	S	9,3E+14	–	20
1645	10, 13, 23, 30	1903	9	25	1; 20	35,2	58,2	6,4	S	2,2E+15	8,5	14
1646	10	1903	10	19	3; 10	39,3	74,5	6,2	S	1,4E+15	–	25
1647	10, 21	1904	2	4	21; 00	40	78	6,1	S	1,1E+15	7	30
1648	10, 29, 38	1904	2	6	2; 49	45,7	26,6	6,3	S	1,7E+15	–	62
1649	7, 8, 10	1904	3	20	9; 59	36,6	59,4	5,7	S	5E+14	8	11
1650	10, 29, 32, 38	1904	4	4	10; 02	41,8	23	7,1	W	9,3E+15	9	–
1651	12, 29, 32, 38	1904	4	4	10; 25	41,8	23,1	7,7	S	3,3E+16	10	–
1652	10, 29, 32, 38	1904	4	10	9; 55	42,4	22,8	6,5	S	2,7E+15	–	31
1653	32	1904	4	13	18; 14	42	23,1	5,9	W	7,6E+14	7	–
1654	10, 29, 32, 38	1904	4	19	8; 52	42,7	22,7	6,5	W	2,7E+15	7	–
1655	29, 32, 38	1904	8	11	6; 08	37,7	26,9	6,9	W	6,1E+15	10	10
1656	29, 32, 38	1904	8	18	20; 07	38	27	5,9	S	7,6E+14	7	–
1657	29, 32, 38	1904	10	10	17; 40	38,4	27,2	5,8	S	6,1E+14	7	–
1658	7, 10, 13, 30	1904	11	9	3; 28	36,6	59,4	6,3	S	1,7E+15	–	28
1659	3, 10, 13	1905	1	9	6; 17	37	48,7	6,2	S	1,4E+15	–	19
1660	10	1905	1	9	23; 05	48,6	17,5	5,7	S	5E+14	–	10
1661	32	1905	1	20	2; 32	39,6	23	6,3	W	1,7E+15	10	–
1662	30	1905	2	3	3; 00	41,1	42,7	6,8	S	5E+15	–	–
1663	10, 21	1905	3	14	10; 42	40	76	6	S	9,3E+14	7	30
1664	10	1905	4	4	9; 50	33	76	8,1	S	7,6E+16	–	25
1665	10, 38	1905	4	15	5; 36	40,2	29	6	S	9,3E+14	–	6
1666	13, 14, 30	1905	4	25	14; 01	27,7	56	5,8	S	6,1E+14	–	–
1667	29, 32	1905	4	30	10; 01	38,8	28,5	6,4	W	2,2E+15	8	–
1668	12, 29, 38	1905	6	1	4; 42	42	19,5	6,6	S	3,3E+15	–	18
1669	13, 30	1905	6	19	1; 27	29,9	60	6	S	9,3E+14	–	–
1670	29, 32, 38	1905	8	4	5; 09	42,1	19,6	5,9	S	7,6E+14	7	–
1671	29	1905	9	8	1; 43	38,8	16,1	7,3	S	1,4E+16	–	–
1672	10, 29, 32, 38	1905	10	8	7; 27	42	23	6,4	S	2,2E+15	10	33

Приложение 2 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
1673	29	1905	10	21	11; 01	43,3	41,7	6,4	S	2,2E+15	7	35
1674	10, 32	1905	10	22	3; 55	40,6	28,3	5,9	S	7,6E+14	5	30
1676	10, 32, 38	1905	11	8	22; 06	40,3	24,4	7,5	S	2,2E+16	10	-
1677	1, 10, 12, 29	1905	12	4	7; 04	38,1	38,6	6,8	S	5E+15	9	18
1678	1, 10, 29, 36	1905	12	4	9; 40	38	38,3	5,8	S	6,1E+14	-	-
1679	36	1905	12	4	12; 00	37,5	37,5	6,6	S	3,3E+15	-	-
1680	10, 29, 38	1906	1	2	4; 26	45,9	16,1	6,1	S	1,1E+15	-	-
1681	8, 10	1906	2	20	20; 54	41,5	48,4	5,9	S	7,6E+14	6	75
1682	26, 38	1906	3	1	17; 45	41,1	20	6,5	S	2,7E+15	-	15
1683	10	1906	8	13	18; 45	44,7	79,6	5,7	S	5E+14	-	17
1684	32, 38	1906	9	28	2; 30	40,9	20,7	7,9	W	5E+16	8	-
1685	30, 32	1906	9	28	5; 50	40,5	42,7	6,2	S	1,4E+15	8	-
1686	10, 21	1906	10	4	6; 52	37,2	67,3	5,7	S	5E+14	7	20
1687	32	1906	10	8	7; 27	41,8	23,1	6,5	W	2,7E+15	7	-
1688	10, 21	1906	10	24	15; 39	36,5	68	6,8	S	5E+15	8	32
1689	2, 3, 29, 30	1906	12	28	-	40,5	42	6	S	9,3E+14	8-9	15
1690	14	1907	2	2	9; 40	33	21	5,8	S	6,1E+14	-	-
1691	3, 10	1907	3	29	20; 57	34,7	60,2	6,1	S	1,1E+15	-	33
1692	30	1907	3	31	14; 12	30	50	6	S	9,3E+14	-	-
1693	7, 10	1907	4	13	17; 57	36,5	70,5	6,7	S	4E+15	-	260
1694	3,10,13	1907	4	17	8; 36	37,7	57,9	5,8	S	6,1E+14	-	-
1695	13, 14, 30	1907	7	4	9; 12	27,2	56,3	5,7	S	5E+14	-	-
1696	10, 38	1907	8	1	10; 05	43,1	17,9	5,7	S	5E+14	-	12
1697	32, 38	1907	8	16	13; 30	41,1	20,1	6,2	S	1,4E+15	10	13
1698	10	1907	9	15	17; 46	40,3	72,5	5,8	S	6,1E+14	-	10
1699	7,10,21	1907	10	21	4; 23	38,5	67,9	7,4	S	1,7E+16	9	35
1700	10, 21	1907	10	21	4; 44	38,7	68,1	7,3	S	1,4E+16	9	24
1701	29	1907	10	23	20; 28	38	16,1	5,9	S	7,6E+14	-	-
1702	7, 8, 10, 21	1907	10	23	20; 25	37,8	65,8	6,1	S	1,1E+15	7	30
1703	10, 21	1907	10	27	5; 17	38,8	68,4	6,2	S	1,4E+15	8	24
1704	8, 10	1907	11	2	22; 15	38,5	66,5	5,8	S	6,1E+14	7	20
1705	10, 21	1907	12	25	22; 36	36,5	70,5	7	S	7,6E+15	7	240
1706	1	1908	2	1	-	37,6	34,5	6,3	S	1,7E+15	8	-
1707	23	1908	2	13	9; 39	40,7	48,5	6,9	S	6,1E+15	8,5	18
1708	10, 29, 32	1908	2	17	3; 00	37,4	35,8	6	S	9,3E+14	8	-
1709	10	1908	3	12	19; 26	36,5	70,5	6,4	S	2,2E+15	-	200
1710	10, 21	1908	4	16	17; 38	36,5	70,5	6,7	L	4E+15	-	220
1711	32, 38	1908	5	17	12; 30	35,5	24	6,7	S	4E+15	5	80
1712	3, 10, 29	1908	9	28	6; 28	38,5	39,2	6,1	S	1,1E+15	-	32
1713	8, 10, 29, 38	1908	10	6	21; 39	45,8	26,5	6,8	S	5E+15	8	150
1714	10, 21	1908	10	23	20; 14	36,5	70,5	6,9	L	6,1E+15	-	220
1715	10, 21	1908	10	24	21; 16	37	70	7,1	S	9,3E+15	-	220
1716	10, 29, 32, 38	1909	1	19	4; 57	38	26,5	6	S	9,3E+14	9	60
1717	10, 12, 29, 30	1909	1	23	2; 48	33,4	49,1	7,4	S	1,7E+16	-	20
1718	10, 12, 29, 32	1909	2	9	11; 24	40	38	6,3	S	1,7E+15	9	60
1719	10, 29, 32	1909	2	9	14; 38	40	38	5,8	S	6,1E+14	7	-
1720	10, 29	1909	2	10	19; 49	40	38	5,7	S	5E+14	-	15
1721	10, 29, 32, 38	1909	2	15	9; 34	42,5	26,4	5,9	S	7,6E+14	7	-
1722	10, 29, 32, 38	1909	2	15	14; 07	42,5	26,5	5,7	S	5E+14	7	-
1723	10, 29, 32	1909	2	16	14; 14	39	37	5,7	S	5E+14	7	-
1724	32	1909	2	22	19; 49	40	38	5,7	S	5E+14	7	-
1725	32	1909	4	11	4; 02	36	45	5,6	S	4E+14	7	-

Приложение 2 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
1726	16, 29, 32, 38	1909	5	30	6; 14	38,4	22,2	6,2	S	1,4E+15	8	-
1727	29, 32, 38	1909	6	15	23; 30	39,1	22,2	5,7	S	5E+14	7	-
1728	10, 21	1909	7	7	21; 37	36,5	69	8	L	6,1E+16	7	230
1729	29, 32, 38	1909	7	15	0; 34	37,9	21,5	5,7	S	5E+14	10	4
1730	38	1909	10	8	9; 59	45,4	16,2	6	S	9,3E+14	-	10
1731	10, 12	1909	10	20	23; 41	30	68	7,1	S	9,3E+15	-	33
1732	10, 29	1909	10	29	17; 38	40,3	29,6	5,8	S	6,1E+14	-	15
1733	10	1909	10	30	17; 36	42,4	48	5,8	S	6,1E+14	-	40
1734	14, 32, 38	1910	2	18	5; 09	35,7	24	5,7	S	5E+14	8	90
1735	29	1910	6	7	2; 04	40,9	15,4	5,9	S	7,6E+14	-	-
1736	10, 29, 32	1910	6	25	19; 26	41	34	6,2	S	1,4E+15	8	-
1737	9, 10	1910	7	12	7; 36	37	76	6,9	S	6,1E+15	-	120
1738	29	1910	8	21	16; 11	35,5	27,5	6,8	S	5E+15	-	-
1739	32, 38	1910	8	21	17; 14	34,4	27	6	S	9,3E+14	8	60
1740	30	1910	12	4	14; 02	39,3	48	5,7	S	5E+14	-	37
1741	7, 10, 21	1911	1	1	10; 17	36,5	66,5	6,7	S	4E+15	7	50
1742	7, 10, 21	1911	1	1	14; 59	36,5	66,5	6,3	S	1,7E+15	7	20
1743	7, 10, 41	1911	1	3	23; 25	42,9	76,9	8,2	S	9,3E+16	-	25
1744	10, 21	1911	2	18	18; 41	38,2	72,8	7	S	7,6E+15	9	26
1745	29, 32, 38	1911	2	18	21; 35	40,9	20,8	6,7	S	4E+15	9	15
1746	38	1911	2	18	21; 38	41	20,7	5,7	S	5E+14	-	15
1747	38	1911	2	20	15; 15	41	20,7	5,7	S	5E+14	-	15
1748	10, 38	1911	2	22	2; 08	40,6	20,8	5,9	S	7,6E+14	-	15
1749	38	1911	3	9	2; 00	41	20,7	5,7	S	5E+14	-	15
1750	38	1911	4	4	15; 43	36,5	26,5	7,2	S	1,2E+16	-	140
1751	10, 12, 13, 30	1911	4	18	18; 14	31,2	56,9	6,2	S	1,4E+15	-	36
1752	10, 38	1911	4	30	20; 42	36	30	6,2	S	1,4E+15	-	140
1753	8, 10, 17, 29	1911	6	7	23; 58	41	50,5	6,4	S	2,2E+15	6-7	46
1754	7, 10, 21	1911	7	4	13; 33	36,5	70,5	7,6	L	2,7E+16	8	160
1755	29, 32, 38	1911	10	22	22; 31	39,5	23	6	S	9,3E+14	7	-
1756	32, 33, 38	1912	1	24	16; 22	38,1	20,8	6,8	S	5E+15	10	60
1757	38	1912	1	25	19; 52	38,2	20,6	5,7	S	5E+14	-	30
1758	29, 32, 38	1912	2	10	8; 03	40,9	20,6	6,2	S	1,4E+15	7	-
1759	38	1912	2	15	9; 30	41	20	5,7	S	5E+14	-	15
1760	10, 21	1912	4	25	10; 27	36,5	70,5	6,4	S	2,2E+15	-	220
1761	32, 38	1912	5	17	16; 38	34,2	23,7	5,9	S	7,6E+14	7	-
1762	10	1912	5	22	23; 08	36,5	70,5	6,9	S	6,1E+15	-	220
1763	8, 10, 29, 38	1912	5	25	18; 01	45,8	27,2	6,3	S	1,7E+15	8	40
1764	8, 10, 38	1912	5	25	20; 15	45,7	27,2	6,2	S	1,4E+15	6-7	40
1765	8, 10	1912	5	25	21; 00	45,7	27,2	6,2	S	1,4E+15	6-7	40
1766	10	1912	6	1	0; 34	36,5	70,5	6,8	S	5E+15	-	200
1767	10, 12, 29, 38	1912	8	9	1; 29	40,6	26,8	7,3	S	1,4E+16	-	14
1768	8	1912	8	10	1; 17	43,5	45,1	5,7	S	5E+14	8	50
1769	10, 29, 38	1912	8	10	9; 23	40,6	27,1	6,3	S	1,7E+15	-	15
1770	10	1912	8	23	21; 14	36,5	70,5	6,8	S	5E+15	-	200
1771	11, 13	1912	9	13	23; 31	40,1	26,8	6,7	S	4E+15	9	-
1772	10	1912	10	12	19; 48	41,4	43,8	6,3	S	1,7E+15	-	14
1773	10, 21	1912	11	28	20; 55	36,5	70,5	6	S	9,3E+14	-	230
1774	10	1913	2	23	11; 00	44	80	5,7	S	5E+14	-	15
1775	13, 14, 30	1913	3	24	10; 34	26,8	53,7	5,8	S	6,1E+14	-	-
1776	10	1913	3	25	14; 03	41,8	48,3	5,7	S	5E+14	7	70
1777	11, 13	1913	4	20	3; 13	41,5	44,2	6,1	S	1,1E+15	8	10

Приложение 2 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
1778	10, 29, 32, 38	1913	6	14	9; 33	43,1	25,7	7	S	7,6E+15	9	15
1779	32, 38	1913	9	30	7; 33	35	24	6	S	9,3E+14	8	60
1780	3,10,13	1914	2	6	11; 42	29,5	65	7	S	7,6E+15	-	100
1781	29	1914	3	7	19; 10	38,5	42,2	6,1	S	1,1E+15	-	-
1782	10, 12, 29, 32, 38	1914	10	3	22; 07	38	30	6,9	S	6,1E+15	9	14
1783	10	1914	10	9	2; 39	35	78	6,5	S	2,7E+15	-	33
1784	29, 32, 38	1914	10	13	6; 22	38,3	23,4	6	S	9,3E+14	8	8
1785	16, 29, 32, 33, 38	1914	11	27	14; 39	38,8	20,6	6,3	S	1,7E+15	9	-
1786	32, 38	1915	1	27	1; 09	38,5	20,7	6,6	S	3,3E+15	9	-
1787	10, 21	1915	2	24	15; 41	39,2	67,8	5,7	S	5E+14	7	30
1788	10, 21	1915	6	3	8; 08	36,5	70,5	6,6	S	3,3E+15	-	200
1789	29, 32, 38	1915	6	4	17; 22	39,1	21,5	5,8	S	6,1E+14	7	-
1790	29, 32, 33, 38	1915	8	7	15; 04	38,5	20,7	6,7	S	4E+15	9	-
1791	10, 38	1915	8	10	0; 47	38,5	20,5	5,7	S	5E+14	-	7
1792	10, 38	1915	8	10	2; 02	38,5	20,5	6,4	S	2,2E+15	-	16
1793	32	1915	8	11	6; 42	39,2	20,2	6,1	W	1,1E+15	7	-
1794	26, 29, 38	1915	8	11	9; 10	38,5	20,5	5,9	S	7,6E+14	-	10
1795	38	1915	8	19	6; 42	39	20	6	S	9,3E+14	-	14
1796	10	1915	12	17	7; 05	42	79,2	6,7	S	4E+15	-	40
1797	10, 12, 29, 32	1916	1	24	6; 55	40,3	36,8	7,1	S	9,3E+15	8	10
1798	8, 10, 29, 38	1916	1	26	7; 37	45,4	24,6	6,4	S	2,2E+15	8	21
1799	32, 38	1916	2	6	14; 39	39,1	23,5	5,8	S	6,1E+14	7	-
1800	10	1916	2	28	13; 16	43	77,2	6	S	9,3E+14	-	25
1801	10	1916	2	29	18; 55	40,6	78,2	5,8	S	6,1E+14	-	20
1802	10, 21	1916	4	21	13; 56	36,5	70,5	6,8	S	5E+15	-	220
1803	16, 29, 32, 38	1916	9	27	15; 02	38,9	23	5,9	W	7,6E+14	7	6
1804	10, 29, 38	1917	1	29	8; 22	45,9	15,6	5,7	S	5E+14	-	6
1805	10, 21	1917	4	21	0; 49	37	70,5	7,3	L	1,4E+16	-	220
1806	10, 29, 38	1917	5	23	5; 46	39	20,4	6,1	W	1,1E+15	6	-
1807	10, 32, 38	1917	8	20	23; 02	39,4	25,9	5,7	S	5E+14	7	40
1808	13, 17, 30	1917	8	29	13; 00	37,4	58,1	5,7	S	5E+14	-	-
1809	7, 10, 13, 30	1917	11	28	14; 42	37,2	57,9	5,9	S	7,6E+14	-	-
1810	29, 32, 38	1917	12	24	9; 13	38,4	21,8	6	W	9,3E+14	8	-
1811	32	1918	1	16	7; 13	38,3	29,5	5,7	S	5E+14	7	10
1812	38	1918	1	20	2; 36	39	23	5,7	S	5E+14	-	150
1813	38	1918	2	24	1; 56	37,2	21,2	6,4	S	2,2E+15	-	14
1814	32	1918	3	17	13; 45	35	27,5	5,7	W	5E+14	7	15
1815	3,10,13	1918	3	24	23; 14	35,1	60,7	5,9	S	7,6E+14	-	-
1816	38	1918	4	18	6; 20	45,7	26,8	5,7	S	5E+14	-	100
1817	10, 29, 36	1918	4	25	2; 22	34,5	41,8	5,7	S	5E+14	-	-
1818	38	1918	7	16	20; 03	35,8	25,5	7	S	7,6E+15	-	150
1819	10	1918	8	9	0; 39	40,9	33,4	5,8	S	6,1E+14	-	10
1820	10, 29, 32	1918	8	29	6; 39	40,6	35,2	5,7	S	5E+14	-	10
1821	8	1918	9	17	7; 09	37,2	57,7	6,4	O	2,2E+15	8-9	14
1822	10, 15, 36	1918	9	29	12; 07	35,2	34,7	6,5	S	2,7E+15	-	10
1823	10	1918	12	1	2; 35	39	73	6,5	S	2,7E+15	-	30
1824	10	1918	12	1	10; 35	39	73	6,5	S	2,7E+15	-	-
1825	32	1919	2	24	1; 56	36,7	21	6,3	W	1,7E+15	7	-
1826	3, 10, 13	1919	5	12	22; 30	36,2	44	5,7	S	5E+14	-	-
1827	10, 29, 32	1919	6	9	7; 13	41,2	33,2	5,7	S	5E+14	7	10

Приложение 2 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
1828	9, 10, 21	1919	7	24	2; 03	40	76	6,7	S	4E+15	–	30
1829	32, 38	1919	10	25	17; 10	36,7	25,6	6,1	W	1,1E+15	7	10
1830	10, 29, 32, 38	1919	11	18	21; 54	39,3	26,7	7	S	7,6E+15	9	10
1831	10, 38	1919	11	27	–	39,2	27,2	6	S	9,3E+14	–	30
1832	29, 32, 38	1919	12	22	23; 41	40	20,7	6,3	S	1,7E+15	8	–
1833	8,10,29	1919	12	25	21; 42	44,6	34,9	5,7	S	5E+14	7	24
1834	8, 10, 29, 30	1920	2	20	11; 44	42	44,1	6,2	S	1,4E+15	8–9	11
1835	41	1920	8	19	–	42,2	73,6	7,4	S	1,7E+16	–	–
1836	10, 29, 32, 38	1920	9	28	15; 17	37,9	28,4	5,7	S	5E+14	7	10
1837	32	1920	10	21	18; 57	39,6	20,3	5,8	W	6,1E+14	7	–
1838	32, 38	1920	11	15	9; 20	36	25,7	6	S	9,3E+14	6	120
1839	29, 32, 38	1920	11	26	8; 51	40,3	20	6,3	S	1,7E+15	9	25
1840	32	1920	12	10	2; 01	41,1	20,1	5,8	W	6,1E+14	7	–
1841	29, 38	1921	1	16	23; 55	38,3	32,8	5,7	S	5E+14	7	10
1842	29, 32, 38	1921	3	30	15; 05	41,7	20,5	5,8	S	6,1E+14	7	–
1843	10, 21	1921	5	20	0; 43	36	70,5	7,2	S	1,2E+16	–	220
1844	32	1921	6	14	3; 40	39,3	21	5,7	W	5E+14	7	–
1845	29, 32, 38	1921	8	10	14; 10	42,3	21,4	5,8	S	6,1E+14	7	–
1846	29, 32, 33, 38	1921	9	13	8; 59	38,9	21,2	6	W	9,3E+14	8	–
1847	10, 11, 13, 25, 29	1921	9	26	9; 26	38,4	31,8	5,8	S	6,1E+14	–	10
1848	1	1921	10	5	19; 09	36,1	36,3	5,8	S	6,1E+14	7	20
1849	10, 21	1921	11	15	20; 36	36,5	70,5	7,6	L	2,7E+16	–	215
1850	10, 29, 38	1922	3	24	12; 22	44,4	20,4	6	S	9,3E+14	–	8
1851	32, 38	1922	6	5	4; 31	35	22,5	5,9	W	7,6E+14	7	–
1852	32, 38	1922	7	22	16; 26	35	22,5	5,7	S	5E+14	7	–
1853	14, 29, 32, 38	1922	8	11	8; 19	35,4	27,7	6,5	S	2,7E+15	7	10
1854	14, 32, 38	1922	8	13	0; 09	35,5	28	6,7	S	4E+15	6	10
1855	38	1922	8	13	12; 46	36	28	5,8	S	6,1E+14	–	15
1856	32, 38	1922	11	4	4; 20	37	20,5	5,9	S	7,6E+14	7	–
1857	10, 21	1922	12	6	13; 55	37,4	71,3	7,2	L	1,2E+16	–	230
1858	29, 32, 38	1922	12	7	16; 22	41,8	20,6	6,1	S	1,1E+15	8	–
1859	10, 21	1922	12	17	0; 51	36,5	70,5	6,7	L	4E+15	–	210
1860	10, 38	1923	3	15	5; 40	43,3	17,3	6,2	S	1,4E+15	–	16
1861	10, 29, 32	1923	4	29	9; 34	40,1	36,4	5,9	S	7,6E+14	7	10
1862	3,10,13	1923	5	25	22; 24	35,2	59,1	5,8	S	6,1E+14	–	10
1863	14, 38	1923	8	1	9; 16	35	25	7,1	S	9,3E+15	–	160
1864	38	1923	8	3	1; 56	35	25	6,1	S	1,1E+15	–	150
1865	10	1923	8	10	2; 17	41	77,5	5,8	S	6,1E+14	–	20
1866	10	1923	8	31	2; 15	38,5	72	5,9	S	7,6E+14	–	10
1867	7, 10, 13, 30	1923	9	17	7; 09	37,9	57,5	6,4	S	2,2E+15	–	14
1868	3, 10, 13	1923	9	22	20; 47	29,5	56,6	6,7	S	4E+15	–	–
1869	10, 32, 38	1923	12	5	20; 56	39,8	23,5	6,4	S	2,2E+15	8	15
1870	10, 21	1923	12	28	22; 24	39,6	69,2	6,4	S	2,2E+15	8	18
1871	29	1924	1	22	11; 05	39,5	28,4	6,4	S	2,2E+15	–	–
1872	1, 36	1924	2	18	17; 03	35,2	34,7	6	S	9,3E+14	–	–
1873	10, 23, 29, 30	1924	2	19	7; 00	39,4	48,6	6,6	S	3,3E+15	7	75
1874	32, 36	1924	2	27	20; 24	32,7	36,2	5,7	S	5E+14	7	–
1875	13, 30	1924	6	30	3; 41	27,5	53,8	5,8	S	6,1E+14	–	–
1876	10	1924	7	6	18; 31	40,5	73,1	6,4	S	2,2E+15	–	22
1877	10	1924	7	12	15; 12	40,6	73,2	6,5	S	2,7E+15	–	14
1878	1, 29	1924	9	10	11; 59	37	34,3	5,9	S	7,6E+14	–	–

Приложение 2 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
1879	10, 11, 13, 29, 30	1924	9	13	14; 34	40	42,3	6,8	S	5E+15	8	-
1880	2, 3	1924	9	13	20; 45	40	41,9	5,8	S	5,5E+14	8	15
1881	10, 21	1924	9	16	2; 36	38,9	70,5	6,4	S	2,2E+15	-	20
1882	10, 21	1924	9	17	10; 20	36,8	70,7	6,2	S	1,4E+15	-	100
1883	10, 21	1924	10	13	16; 17	36	70,5	6,9	L	6,1E+15	-	100
1884	10, 29, 32, 38	1924	11	20	20; 27	39	30,8	6	S	9,3E+14	7	10
1885	8, 10, 29, 30	1925	1	9	17; 38	41,2	42,8	5,8	S	6,1E+14	8	11
1886	10	1925	3	8	11; 27	36,5	70,5	5,7	S	5E+14	-	200
1887	36	1925	4	5	3; 04	35,5	29	6	S	9,3E+14	7	15
1888	10, 21	1925	5	14	7; 10	37	69,5	6	S	9,3E+14	-	150
1889	10, 21	1925	6	20	13; 04	36,5	71,5	6,7	S	4E+15	6	80
1890	10, 29, 32, 38	1925	7	6	12; 15	37,8	22,1	6,6	S	3,3E+15	8	20
1891	10, 29, 32, 38	1925	8	7	6; 46	38,1	29,8	5,9	S	7,6E+14	-	24
1892	10	1925	9	28	21; 42	50	76	5,8	S	6,1E+14	-	20
1893	9, 10, 21	1925	12	7	8; 34	37	75,9	6,1	S	1,1E+15	-	220
1894	7, 10, 21	1925	12	18	18; 10	36,7	71	6,3	S	1,7E+15	7	10
1895	29, 32	1926	1	13	1; 46	38,1	28,8	5,7	S	5E+14	7	-
1896	32	1926	2	26	16; 08	37,8	21,1	5,7	W	5E+14	8	10
1897	10, 29, 32, 38	1926	3	1	20; 02	37,2	29,6	6,2	S	1,4E+15	10	15
1898	10, 29, 32, 38	1926	3	16	17; 53	37,5	29	6,3	S	1,7E+15	8	10
1899	10, 14, 15, 32, 36	1926	3	18	14; 06	36	30,1	6,8	S	5E+15	-	150
1900	10	1926	5	26	9; 40	36,5	70,5	5,8	S	6,1E+14	-	120
1901	38	1926	6	10	19; 16	39,8	20	6,2	S	1,4E+15	11	100
1902	14, 15, 32, 36, 38	1926	6	26	19; 46	36,5	27,5	8	S	6,1E+16	-	10
1903	10	1926	6	30	22; 51	38,8	70	5,7	S	5E+14	-	150
1904	38	1926	7	5	9; 21	36,5	27	6,2	S	1,4E+15	-	33
1905	9, 10	1926	8	6	22; 45	35,5	78,5	6,4	S	2,2E+15	8	100
1906	14, 32, 38	1926	8	30	11; 38	36,8	26,3	7,2	W	1,2E+16	5	-
1907	32, 38	1926	9	19	1; 03	36	22	6,3	W	1,7E+15	-	-
1908	5, 10, 29	1926	10	22	19; 59	40,7	43,7	6	S	9,3E+14	7	10
1909	32	1926	12	16	17; 54	40,1	30,7	5,7	S	5E+14	-	20
1910	10, 38	1926	12	17	6; 31	41,3	19,6	5,8	S	6,1E+14	9	-
1911	29, 32, 38	1926	12	17	11; 39	41,3	19,6	6,1	S	1,1E+15	-	17
1912	10, 38	1927	2	14	3; 43	43	18,1	6	S	9,3E+14	7	200
1913	10, 21	1927	4	18	15; 02	37	71	6,8	S	5E+15	-	20
1914	9, 10, 21	1927	4	30	13; 56	39,5	79	6,3	S	1,7E+15	-	-
1915	13, 30	1927	5	9	10; 31	27,7	56,7	5,8	S	6,1E+14	-	12
1916	10, 26, 29, 38	1927	5	15	2; 47	44,1	20,5	5,9	S	7,6E+14	8	-
1917	10, 24	1927	6	5	2; 24	36	31	6,2	S	1,4E+15	7	27
1918	10	1927	6	26	11; 20	44,5	34,3	6	S	9,3E+14	7	-
1919	32	1927	6	30	22; 57	39	20,7	5,8	W	6,1E+14	9	-
1920	14, 29, 32, 36, 38	1927	7	1	8; 18	36,8	22,4	7,1	S	9,3E+15	-	100
1921	13, 30	1927	7	7	20; 06	27	62,3	5,7	S	5E+14	10	-
1922	10, 12, 14, 29, 36, 37	1927	7	11	-	32	35,5	6	S	9,3E+14	-	220
1923	10, 21	1927	7	15	3; 46	36,8	71,3	6	S	9,3E+14	-	40
1924	3, 10, 13	1927	7	22	3; 55	35	53,8	6,3	S	1,7E+15	-	13
1925	10	1927	7	23	22; 40	34,5	53,9	6	S	9,3E+14	-	14

Приложение 2 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
1926	10	1927	8	12	10; 22	41	71,6	6	S	9,3E+14	9	17
1927	8, 10	1927	9	11	22; 15	44,3	34,3	6,8	S	5E+15	–	–
1928	8, 10, 29, 32	1927	9	11	22; 17	44,3	34,3	5,8	S	6,1E+14	6–7	30
1929	8, 10	1927	9	11	23; 44	44,4	34,6	5,8	S	6,1E+14	5–6	50
1930	8, 10	1927	9	12	3; 20	44,5	34,5	6	S	9,3E+14	6–7	35
1931	8, 10	1927	9	12	14; 23	44,5	34,5	5,7	S	5E+14	6–7	25
1932	36	1927	9	24	0; 28	30,4	34,1	6,1	S	1,1E+15	–	–
1933	8, 10	1927	9	24	6; 13	44,4	34,4	5,7	S	5E+14	6–7	23
1934	10, 21	1928	2	25	17; 23	36,5	71	6,2	L	1,4E+15	6	180
1935	29, 41	1928	3	7	10; 55	38,6	16,8	5,8	S	6,1E+14	–	–
1936	29, 32, 38	1928	3	31	0; 29	38,2	27,4	6,5	S	2,7E+15	9	–
1937	10, 12, 26, 29, 38	1928	4	14	8; 59	42,2	25,3	6,8	S	5E+15	–	7
1938	10, 12, 29, 32, 38	1928	4	18	19; 22	42,2	25	7	S	7,6E+15	10	16
1939	29	1928	4	18	19; 40	42,2	25,1	6	S	9,3E+14	–	–
1940	10, 29, 32, 33, 38	1928	4	22	20; 13	37,9	23	6,3	S	1,7E+15	9	5
1941	32	1928	4	23	9; 25	42,1	25,9	5,7	S	5E+14	7	10
1942	10, 29, 32, 38	1928	5	2	21; 54	39,6	29,1	6,1	S	1,1E+15	7	10
1943	10, 21	1928	6	24	4; 34	36	70,5	6,3	S	1,7E+15	–	120
1944	10, 21	1928	8	10	15; 33	36,7	71	6	S	9,3E+14	–	200
1945	10	1928	9	1	6; 09	29	68,5	6,4	S	2,2E+15	–	33
1946	32	1928	10	4	11; 14	40,2	33,7	5,7	S	5E+14	7	10
1947	10	1928	10	15	14; 19	28,5	67,5	6,9	S	6,1E+15	–	33
1948	10	1928	11	14	4; 33	35	72,5	6,8	S	5E+15	–	110
1949	8, 10, 29	1928	11	23	4; 23	45,7	26,6	5,7	S	5E+14	5–6	150
1950	10, 21	1929	2	1	17; 14	36,7	71,3	7,4	S	1,7E+16	8	200
1951	10, 21	1929	3	3	3; 11	36,8	70,7	6	L	9,3E+14	–	200
1952	10	1929	3	13	11; 01	36,2	71	5,9	S	7,6E+14	–	100
1953	38	1929	3	27	7; 41	36,8	26,5	6,2	S	1,4E+15	–	100
1954	7, 10, 12 26, 30	1929	5	1	15; 37	37,8	57,8	7,4	S	1,7E+16	–	21
1955	7, 8, 10, 30	1929	5	13	13; 27	37,8	57,4	5,7	S	5E+14	8	13
1956	10, 23, 29	1929	5	18	6; 38	40,2	37,9	6,4	S	2,2E+15	8,5	13
1957	10	1929	6	3	20; 29	43,2	67,1	6,4	S	2,2E+15	–	51
1958	8, 10, 21	1929	6	4	7; 04	37,3	66,5	5,7	S	5E+14	8	14
1959	7, 8, 10, 17, 30	1929	7	13	7; 36	37,5	58	5,8	S	6,1E+14	7–8	13
1960	10, 12, 13, 30	1929	7	15	7; 44	32,1	49,5	6	S	9,3E+14	–	15
1961	7, 8, 10, 17	1929	7	25	0; 17	37,6	57,9	5,7	S	5E+14	8	13
1962	6	1929	9	3	12; 07	26	62	6,3	S	1,7E+15	–	–
1963	10, 21	1929	9	24	13; 52	36,7	70,7	6,4	S	2,2E+15	7	200
1964	10, 29, 38	1929	11	1	6; 57	45,9	26,5	6,7	S	4E+15	–	150
1965	14, 32, 38	1929	11	11	7; 35	36,7	26,2	7,2	S	1,2E+16	7	15
1966	14, 15, 32, 38	1930	2	14	18; 38	36,5	24,5	6,7	S	4E+15	10	130
1967	32, 38	1930	2	23	18; 19	39,5	23	6	S	9,3E+14	8	–
1968	32, 38	1930	3	6	9; 18	34,7	24,5	5,8	S	6,1E+14	7	60
1969	10, 32, 38	1930	3	31	12; 33	39,5	23	6,1	S	1,1E+15	8	11
1970	16, 32, 38	1930	4	17	20; 06	37,8	23,1	6	S	9,3E+14	8	11
1971	6	1930	5	6	22; 32	38	44	6,3	S	1,7E+15	–	–
1972	10, 11, 12, 13, 29, 30	1930	5	6	22; 34	38,2	44,6	7,2	S	1,2E+16	9	–

Приложение 2 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
1973	3,10,29	1930	5	8	15; 35	37,3	44,8	6	S	9,3E+14	–	21
1974	13, 30	1930	5	11	22; 35	27,7	55,3	5,8	S	6,1E+14	–	–
1975	29	1930	7	23	0; 08	41,1	15,7	6,5	S	2,7E+15	–	–
1976	13, 30	1930	8	23	10; 53	27,9	55	6,1	S	1,1E+15	–	–
1977	10, 29, 38	1930	9	11	12; 36	37,5	30,5	5,9	S	7,6E+14	–	26
1978	10, 21	1930	9	11	17; 20	36,7	70,1	6,2	S	1,4E+15	7	220
1979	10, 21	1930	9	22	16; 26	38,5	69,5	5,7	S	5E+14	8	5
1980	32, 38	1930	11	21	2; 00	40,2	19,6	6,3	W	1,7E+15	8	4
1981	10	1931	1	7	3; 49	36,5	71	5,7	S	5E+14	–	200
1982	7, 10	1931	1	20	9; 27	36,5	70,6	6,3	S	1,7E+15	–	300
1983	26, 29, 32, 38	1931	1	28	5; 55	40,6	20,7	5,9	S	7,6E+14	10	25
1984	10, 29, 38	1931	3	7	0; 16	41,2	22,5	6	S	9,3E+14	–	18
1985	10, 26, 29, 32, 33, 38	1931	3	8	1; 50	41,3	22,5	6,7	S	4E+15	10	25
1986	32	1931	4	9	–	38,3	31,9	7	S	7,6E+15	9	–
1987	2, 3, 5, 6, 8, 10, 23, 26, 29	1931	4	27	16; 50	39,3	46	6,5	S	2,7E+15	8–9	20
1988	10	1931	8	15	4; 01	36,5	70,8	5,9	S	7,6E+14	–	200
1989	10	1931	8	24	21; 35	30,3	67,8	6,7	S	4E+15	–	33
1990	10	1931	8	27	15; 27	29,9	67,3	7,2	S	1,2E+16	–	22
1991	10	1931	9	14	3; 32	36,6	70,8	5,7	S	5E+14	–	220
1992	10	1931	10	5	22; 31	36,6	71	6,6	S	3,3E+15	–	160
1993	8, 10, 23, 29	1931	10	20	15; 58	42,5	50,8	6,2	S	1,4E+15	7–8	70
1994	32	1932	6	29	19; 20	40,5	23,9	6,9	S	6,1E+15	9	6
1995	10, 38	1932	8	15	4; 34	38,5	22,2	5,8	S	6,1E+14	–	100
1996	10, 12, 26, 29, 32, 38	1932	9	26	19; 20	40,4	23,8	7	S	7,6E+15	10	5
1997	10, 33	1932	9	26	21; 27	40,5	23,8	5,9	S	7,6E+14	–	8
1998	10, 29, 38	1932	9	28	16; 52	40,5	23,8	5,7	S	5E+14	–	9
1999	10, 29, 38	1932	9	29	3; 57	40,9	23,3	6,2	S	1,4E+15	–	13
2000	7, 8, 10	1932	10	2	3; 22	41,4	65,6	6,2	S	1,4E+15	7	30
2001	10	1932	10	29	11; 08	39,2	72,2	5,9	S	7,6E+14	–	20
2002	7, 10	1933	1	9	2; 01	36,4	69,6	6,6	S	3,3E+15	–	180
2003	10	1933	1	20	12; 12	36,5	70,5	5,7	S	5E+14	–	230
2004	26, 32, 38	1933	4	23	5; 57	36,8	27,3	6,5	S	2,7E+15	9	30
2005	1, 29, 32, 38	1933	5	11	19; 09	40,4	23,7	6,3	S	1,7E+15	8	21
2006	10	1933	5	27	22; 42	37	70,5	5,8	S	6,1E+14	–	230
2007	1, 29, 32, 38	1933	7	19	20; 07	38,2	29,8	5,7	S	5E+14	7	40
2008	6, 10, 13, 23, 30	1933	10	5	13; 29	34,6	57,3	6	S	9,3E+14	–	10
2009	6, 10, 12, 13, 26, 30	1933	11	28	11; 09	32,1	56	6,3	S	1,7E+15	–	27
2010	6, 10, 13, 30	1934	2	4	13; 27	30,7	51,6	6,3	S	1,7E+15	–	–
2011	2, 3	1934	2	22	8; 07	38,5	45	5,8	S	5,5E+14	7	30
2012	1, 8, 29, 38	1934	3	29	20; 06	45,7	26,5	6,9	S	6,1E+15	8	150
2013	10	1934	6	4	5; 55	38,4	72,8	5,9	S	7,6E+14	–	160
2014	6, 13, 30	1934	6	13	22; 10	27,6	62,6	6,6	S	3,3E+15	–	–
2015	10	1934	7	22	19; 57	36,5	70,5	6,5	S	2,7E+15	–	220
2016	10	1934	7	28	2; 06	41	77,5	5,7	S	5E+14	–	20
2017	10	1934	8	31	14; 57	38,9	70,9	6,5	S	2,7E+15	–	8
2018	6, 8, 10, 29, 30, 32	1934	10	29	16; 15	39,9	47,8	5,7	S	5E+14	6–7	30

Приложение 2 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
2019	14, 32, 38	1934	11	9	13; 40	36,7	25,7	6,2	S	1,4E+15	5	150
2020	1-3,10, 29, 32	1934	11	12	7; 19	38,5	41	5,9	S	7,6E+14	-	40
2021	10	1934	11	18	3; 21	36,4	70,6	6,7	S	4E+15	-	200
2022	10, 23	1934	11	27	-	37,9	40,2	6,4	S	2,2E+15	8,5	20
2023	10, 29	1934	12	15	-	38,9	40,5	5,8	S	6,1E+14	-	-
2024	10, 26, 29, 32, 38	1935	1	4	14; 41	40,4	27,5	6,4	S	2,2E+15	8	30
2025	29, 32, 38	1935	1	4	16; 20	40,3	27,5	6,3	S	1,7E+15	10	20
2026	10	1935	2	3	2; 10	36,5	70,5	6,1	S	1,1E+15	-	220
2027	14, 15, 26, 32, 38	1935	2	25	2; 51	36	25	7	W	7,6E+15	8	100
2028	6, 7, 8, 10, 13, 23, 30	1935	3	5	10; 26	35,9	53,1	6	S	9,3E+14	8	15
2029	14, 32, 38	1935	3	18	8; 40	35,3	26,8	6,4	S	2,2E+15	5	70
2030	29, 32, 38	1933	3	31	3; 21	41,3	20,3	5,7	S	5E+14	7	-
2031	6	1935	4	1	23; 14	36	53	6,7	S	4E+15	-	-
2032	10	1935	4	3	11; 12	36,7	70,9	6,3	S	1,7E+15	-	160
2033	8, 10, 23	1935	4	9	19; 59	42,1	48,8	6,3	S	1,7E+15	6	90
2034	-	1935	4	11	23; 15	36,5	53,6	6,4	S	2,2E+15	-	18
2035	7, 8, 10	1935	4	12	12; 44	36	53,4	5,7	S	5E+14	-	12
2036	14, 29	1935	4	19	15; 23	31	15,2	7,1	S	9,3E+15	-	-
2037	29	1935	4	19	20; 31	30,8	15,5	5,7	S	5E+14	-	-
2038	14, 29	1935	4	20	5; 11	30,8	15,5	6,1	S	1,1E+15	-	-
2039	2, 3, 5, 8, 10, 23, 26, 29, 32	1935	5	1	10; 24	40,4	43,4	6,2	S	1,4E+15	8	14
2040	10	1935	5	12	5; 20	37,5	71,2	6	S	9,3E+14	-	100
2041	10, 12	1935	5	30	21; 32	29,5	66,8	7,6	S	2,7E+16	-	33
2042	7, 10	1935	7	5	17; 53	38,3	67,4	6,2	S	1,4E+15	-	18
2043	8, 29	1935	7	13	0; 03	45,7	26,7	5,7	S	5E+14	6	150
2044	10	1935	7	28	5; 24	36,7	71,5	6	S	9,3E+14	-	150
2045	10	1935	7	29	23; 16	39,5	73,5	5,7	S	5E+14	-	20
2046	10	1935	10	8	9; 19	38,8	70,8	6,1	S	1,1E+15	-	8
2047	10	1935	10	11	4; 20	36,3	70,4	5,8	S	6,1E+14	-	200
2048	2, 3	1935	11	14	7; 27	39,2	40,6	5,8	S	5,5E+14	8	20
2049	10, 23	1936	3	24	19; 46	39	42	6,1	S	1,1E+15	8	20
2050	6,13,30	1936	6	10	3; 29	26,5	64	5,7	S	5E+14	-	-
2051	10	1936	6	29	14; 30	36,4	70,7	6,7	S	4E+15	-	200
2052	6, 10, 13, 30	1936	6	30	19; 26	33,6	60	6,2	S	1,4E+15	-	14
2053	32	1936	8	8	4; 12	34	26	5,8	W	6,1E+14	7	60
2054	10	1936	8	20	23; 32	36,7	71,2	5,9	S	7,6E+14	-	100
2055	10	1937	7	23	20; 44	38,5	73,8	5,8	S	6,1E+14	-	100
2056	10	1937	9	9	17; 35	36,2	71,2	5,7	S	5E+14	-	100
2057	10	1937	10	29	7; 26	36,6	70,1	6,5	S	2,7E+15	-	200
2058	10	1937	11	7	19; 07	35	73	5,8	S	6,1E+14	-	100
2059	10	1937	11	14	10; 58	35	73	7,3	S	1,4E+16	-	200
2060	10	1937	11	15	21; 37	35	18	6,8	S	5E+15	-	100
2061	32, 38	1937	12	16	17; 35	35,7	23,2	6,3	S	1,7E+15	5	100
2062	10	1937	12	18	13; 18	42,1	70,9	6,5	S	2,7E+15	-	25
2063	10	1938	1	18	9; 29	36,7	70,8	6	S	9,3E+14	-	200
2064	10	1938	1	26	10; 48	36,5	70,5	5,8	S	6,1E+14	-	300
2065	7, 8, 10, 13, 23, 30	1938	2	14	2; 54	40,5	53,5	6,2	S	1,4E+15	-	24

Приложение 2 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
2066	32, 38	1938	3	13	17; 45	38,8	20,6	5,8	S	6,1E+14	7	-
2067	10, 12, 26, 29, 32	1938	4	19	10; 59	39,4	33,8	6,6	S	3,3E+15	9	10
2068	32, 38	1938	5	12	22; 09	35,2	26,2	5,8	S	6,1E+14	7	23
2069	32, 38	1938	6	3	16; 37	34,5	26,5	5,9	S	7,6E+14	5	52
2070	10	1938	6	20	23; 50	42,7	76,1	6,9	S	6,1E+15	-	10
2071	10, 29, 32, 38	1938	7	20	0; 23	38,3	23,8	6	S	9,3E+14	8	7
2072	16, 29, 32, 38	1938	9	18	3; 50	38	22,5	6,4	W	2,2E+15	6	100
2073	10	1939	5	30	10; 07	39	70,5	5,8	S	6,1E+14	-	6
2074	2, 8, 38	1939	9	5	6; 02	45,9	26,6	6,1	S	1,1E+15	6	150
2075	10, 29, 32, 38	1939	9	15	23; 16	39,8	29,6	5,7	S	5E+14	7	20
2076	26, 32	1939	9	20	0; 37	39,1	26,8	6,5	S	2,7E+15	7	-
2077	32	1939	9	22	0; 19	38	20,9	6,3	W	1,7E+15	8	60
2078	32	1939	9	22	0; 36	39,1	26,9	6,6	S	3,3E+15	9	10
2079	6, 13	1939	11	4	10; 15	32,4	48,5	5,7	S	5E+14	-	-
2080	2, 3, 10, 23, 29, 32	1939	11	21	8; 49	39,8	39,7	6,5	S	2,7E+15	7	80
2081	10	1939	11	21	11; 02	36,3	70,6	7,3	S	1,4E+16	-	220
2082	2, 3, 8, 10, 12, 15, 23, 26, 29, 32	1939	12	26	23; 57	40,1	38,2	7,8	S	4E+16	11	14
2083	10, 29, 32	1939	12	28	3; 25	40	37	5,7	S	5E+14	-	-
2084	38	1940	1	29	6; 07	35,5	25,5	6	S	9,3E+14	-	32
2085	10	1940	2	8	15; 15	36,5	70,6	5,8	S	6,1E+14	-	180
2086	32	1940	2	29	16; 07	35,7	25,9	6	W	9,3E+14	5	32
2087	10	1940	3	4	10; 19	36,6	70,6	7,7	S	3,3E+16	-	99
2088	10	1940	3	19	4; 36	36,5	70,4	6,6	S	3,3E+15	-	160
2089	6, 7, 8, 10, 13, 23, 30	1940	5	4	21; 02	35,8	58,5	6,5	S	2,7E+15	-	23
2090	2, 3, 8, 10, 11, 13, 23, 26, 29, 32	1940	5	7	22; 23	41,7	43,8	6	S	9,3E+14	8	19
2091	10	1940	5	27	4; 10	36,7	71,2	6,1	S	1,1E+15	-	240
2092	8, 29	1940	6	24	9; 57	45,8	26,5	5,8	S	6,1E+14	5-6	120
2093	32	1940	7	13	22; 15	34,5	34,5	5,7	S	5E+14	7	-
2094	10	1940	7	17	6; 36	36,8	71,5	5,7	S	5E+14	-	15
2095	7, 8, 10	1940	7	19	4; 53	37,5	57,5	5,8	S	6,1E+14	-	13
2096	1, 36	1940	7	24	22; 15	34,5	34	5,7	S	5E+14	8	80
2097	10, 29, 32	1940	7	31	0; 12	39,6	35,3	6,2	S	1,4E+15	8	50
2098	10	1940	8	30	15; 02	44,6	79,4	5,7	S	5E+14	-	20
2099	10	1940	9	21	13; 49	36,5	70,5	6,5	S	2,7E+15	-	230
2100	32	1940	9	29	16; 07	35,7	25,9	6	S	9,3E+14	5	-
2101	10	1940	10	5	14; 44	37,2	69	5,8	S	6,1E+14	-	15
2102	8, 10, 29, 38	1940	10	22	6; 37	45,9	26,5	6,2	S	1,4E+15	7	150
2103	10	1940	11	4	8; 30	36,6	70,7	6,2	S	1,4E+15	-	200
2104	8, 10, 26, 29, 38	1940	11	10	1; 39	45,8	26,8	7,3	S	1,4E+16	9	150
2105	8, 29	1940	11	11	6; 34	45,8	26,8	6	S	9,3E+14	-	100
2106	10	1940	11	20	18; 00	36,6	70,8	5,8	S	6,1E+14	-	200
2107	10, 32	1940	12	20	-	39,1	39,2	6	S	9,3E+14	8	-
2108	10	1940	12	25	23; 07	36,3	71,1	6	S	9,3E+14	-	200
2109	1, 10, 15, 36	1941	1	20	3; 37	35	34,4	5,9	S	7,6E+14	9	100

Приложение 2 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
2110	6, 10, 12, 13, 26, 30	1941	2	16	16; 39	33,4	58,9	6,2	S	1,4E+15	-	11
2111	29, 32, 33, 38	1941	3	1	3; 52	39,6	22,5	6,3	S	1,7E+15	8	-
2112	10	1941	3	11	21; 49	36,8	71,1	5,7	S	5E+14	-	200
2113	10	1941	4	14	19; 32	36,8	71,2	5,8	S	6,1E+14	-	240
2114	10	1941	4	20	17; 38	39,2	70,5	6,4	S	2,2E+15	-	8
2115	10, 29, 32	1941	4	27	13; 01	39,7	35,3	5,7	S	5E+14	-	60
2116	10, 32, 38	1941	5	23	19; 51	37,1	28,2	6	S	9,3E+14	8	40
2117	10	1941	6	16	5; 42	40,8	27,8	6	S	9,3E+14	-	20
2118	32	1941	7	13	15; 39	37,7	26,1	5,9	S	7,6E+14	5	60
2119	2, 3, 5, 6, 8, 10, 26, 29, 30	1941	9	10	21; 53	39,5	43	6	S	9,3E+14	-	28
2121	2, 3, 32	1941	11	8	-	39,7	39,5	6	S	9,3E+14	8	25
2122	2, 3, 10, 29	1941	11	12	10; 04	39,7	39,4	5,9	S	7,6E+14	6-7	60
2123	10	1941	11	28	12; 23	36,6	70,6	6,3	S	1,7E+15	-	200
2124	29, 32, 38	1941	12	13	6; 16	37,1	28,1	6,5	S	2,7E+15	7	30
2125	10	1942	1	18	16; 36	41,1	71,6	5,9	S	7,6E+14	-	21
2126	1	1942	2	18	17; 04	34,5	34	5,8	S	6,1E+14	-	60
2127	10	1942	3	22	2; 08	36,6	70,7	6,3	S	1,7E+15	-	200
2128	32, 38	1942	5	21	3; 42	37,3	20,6	5,7	W	5E+14	7	-
2129	32	1942	6	16	4; 17	33,8	26,5	5,7	W	5E+14	7	41
2130	10, 32	1942	6	16	5; 42	40,8	27,8	6	S	9,3E+14	8	20
2131	38	1942	6	16	9; 13	35,7	23,2	6	S	9,3E+14	-	150
2132	14, 32, 38	1942	6	21	4; 38	36	27	6,3	S	1,7E+15	8	90
2133	26, 29, 32, 38	1942	8	27	6; 14	41,6	20,4	5,9	S	7,6E+14	10	-
2134	32, 38	1942	9	1	9; 42	35,2	26,7	5,7	S	5E+14	7	-
2135	29, 32, 38	1942	10	28	2; 22	39,1	27,8	5,9	S	7,6E+14	5	50
2136	29, 32, 38	1942	11	15	17; 01	39,6	28,6	6,2	S	1,4E+15	8	10
2137	7, 10	1942	11	16	21; 26	36,5	71,5	5,7	S	5E+14	-	100
2138	26	1942	11	26	22; 20	40,5	34	7,6	S	2,7E+16	-	-
2139	10, 29, 32	1942	12	11	2; 39	40,8	34,8	6,1	S	1,1E+15	8	40
2140	10, 12, 26, 29, 32	1942	12	20	14; 03	40,7	36,8	7,3	S	1,4E+16	9	16
2141	10, 38	1942	12	29	3; 42	43,4	17,2	6	S	9,3E+14	-	7
2142	38	1943	1	7	22; 36	37,3	20,6	6,1	S	1,1E+15	-	100
2143	10	1943	1	11	19; 50	38,6	69,3	6	S	9,3E+14	-	10
2144	26	1943	1	20	15; 32	40,8	30,5	6,6	S	3,3E+15	-	-
2145	6, 13, 30	1943	2	6	2; 36	24,9	63,3	5,9	S	7,6E+14	-	-
2146	10	1943	2	6	9; 36	36,5	70,3	6	S	9,3E+14	-	240
2147	32	1943	2	14	7; 28	38	20	5,8	W	6,1E+14	7	-
2148	10	1943	2	28	12; 54	36,8	70,8	7,1	S	9,3E+15	-	280
2149	10	1943	4	5	1; 56	39,3	73,3	6,3	S	1,7E+15	-	20
2150	32, 38	1943	6	20	10; 05	35	26	6,1	S	1,1E+15	8	130
2151	10, 12, 26, 29, 32, 38	1943	6	20	15; 32	40,9	30,5	6,6	S	3,3E+15	9	10
2153	10	1943	9	9	4; 06	36,3	70,8	6,3	S	1,7E+15	-	160
2154	10	1943	9	24	11; 31	36,2	73,4	6,5	S	2,7E+15	-	100
2155	29, 32, 36, 38	1943	10	16	13; 08	36,5	27,5	6,3	W	1,7E+15	8	110
2156	10, 12, 26, 29, 32	1943	11	26	22; 20	41,1	33,7	7,6	S	2,7E+16	9-10	10
2157	10	1943	12	12	15; 54	36,4	70,6	5,8	S	6,1E+14	-	150
2158	38	1944	1	5	5; 05	36,4	27,4	5,7	S	5E+14	-	150
2159	29	1944	1	5	7; 44	36,5	27,6	6,1	S	1,1E+15	-	-

Приложение 2 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
2160	10, 12, 26, 29, 32	1944	2	1	3; 22	41,4	32,7	7,2	S	1,2E+16	9-10	10
2161	10, 29	1944	3	11	9; 00	40,8	32,3	5,8	S	6,1E+14	-	15
2162	10	1944	3	15	5; 04	39,7	73,1	6	S	9,3E+14	-	20
2163	29, 32, 38	1944	5	27	23; 52	36	27,5	6,2	S	1,4E+15	7	100
2164	10, 12, 29, 32, 38	1944	6	25	6; 57	39	29,6	6	S	9,3E+14	8	57
2165	1, 6, 10, 29	1944	7	17	10; 54	35,9	42,6	5,9	S	7,6E+14	-	80
2166	26, 32	1944	7	30	4; 00	36,7	22,5	6	S	9,3E+14	9	8
2167	38	1944	8	9	17; 36	36,5	27,5	5,9	W	7,6E+14	-	100
2168	10	1944	9	27	16; 25	39	74,8	6,7	S	4E+15	-	30
2169	9	1944	9	28	0; 25	39,1	75	7	S	7,6E+15	-	-
2170	9	1944	9	28	0; 53	38,5	74,8	6	S	9,3E+14	-	-
2171	24, 26, 29, 38	1944	10	6	2; 34	39,5	26,6	6,8	S	5E+15	9	40
2172	10	1944	11	14	23; 18	36,5	70,7	6	S	9,3E+14	-	160
2173	32	1944	11	20	20; 28	39	31	6	S	9,3E+14	8	58
2174	10, 32	1945	3	2	10; 39	41,2	33,4	5,6	S	4E+14	7	10
2175	8, 10, 38	1945	3	12	20; 51	45,6	26,4	5,8	S	6,1E+14	6	150
2176	1, 10, 29, 32	1945	3	20	7; 58	37,1	35,7	6	S	9,3E+14	8	60
2177	10	1945	4	19	17; 46	42,9	77,5	5,7	S	5E+14	-	20
2178	10	1945	6	4	12; 09	30	80	6,6	S	3,3E+15	-	60
2179	10	1945	6	22	18; 01	32,5	76	6,6	S	3,3E+15	-	60
2180	2, 3, 10, 30	1945	9	1	-	39	43,3	5,8	S	6,1E+14	7-8	15
2181	14, 32, 38	1945	9	2	11; 54	34,4	28,9	6,3	S	1,7E+15	8	80
2182	8, 10, 29, 38	1945	9	7	15; 48	45,7	26,6	6,2	S	1,4E+15	7-8	100
2183	29, 32	1945	10	26	13; 56	41,5	33,3	6	S	9,3E+14	8	50
2184	6, 13, 30	1945	11	27	21; 56	25	63,5	8	S	6,1E+16	-	-
2185	8, 10, 29, 38	1945	12	9	6; 08	45,6	26,8	6,1	S	1,1E+15	7	90
2186	6, 13, 30	1946	3	12	2; 21	29,8	51,5	5,7	S	5E+14	-	-
2187	10, 38	1946	4	5	20; 54	35,1	23,4	5,7	S	5E+14	-	120
2188	2, 3, 12, 26, 29, 30, 32	1946	5	31	3; 12	39,3	41,2	5,9	S	7,6E+14	8	60
2189	13	1946	6	20	0; 37	29,5	66	5,8	S	6,1E+14	-	-
2190	32, 38	1946	7	16	5; 26	33,8	25,3	5,7	S	5E+14	7	-
2191	30, 32	1946	8	17	9; 48	35,6	45,8	6	S	9,3E+14	-	-
2192	10	1946	11	2	18; 28	41,9	72	7,5	S	2,2E+16	-	30
2193	6, 7, 8, 10, 13, 23, 26, 30	1946	11	4	21; 47	39,3	55,4	7	S	7,6E+15	-	26
2194	10	1946	11	7	15; 54	42	72	5,7	S	5E+14	-	20
2195	32	1947	4	12	14; 05	39,7	25,2	5,7	W	5E+14	7	4
2196	32	1947	6	1	11; 18	36,6	21,5	5,8	W	6,1E+14	7	40
2197	10	1947	6	2	6; 40	40,9	72,3	5,9	S	7,6E+14	-	13
2198	32, 38	1947	6	4	0; 29	40	24	5,9	S	7,6E+14	5	60
2199	32	1947	7	7	22; 35	37,2	20,8	5,8	W	6,1E+14	7	-
2200	10	1947	7	10	10; 19	33	77	6,1	S	1,1E+15	-	6
2201	6, 13, 26, 30	1947	8	5	14; 24	25,3	63,2	7	S	7,6E+15	-	-
2202	32, 38	1947	8	30	22; 21	35,1	23,4	6,4	S	2,2E+15	5	15
2203	6, 10, 12, 13, 26, 30	1947	9	23	12; 28	33,4	59	6,8	S	5E+15	-	28
2204	6, 10	1947	9	26	3; 04	33,7	58,9	6,1	S	1,1E+15	-	10
2205	6, 13, 14, 30	1947	10	3	6; 13	26	57,4	5,8	S	6,1E+14	-	-
2206	14, 26, 29, 32, 38	1947	10	6	19; 55	36,9	21,8	6,9	S	6,1E+15	9	-

Приложение 2 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
2207	8, 29	1947	10	17	13; 25	45,7	26,6	5,7	S	5E+14	–	100
2208	10	1947	12	7	1; 44	36,7	70,5	5,7	S	5E+14	–	200
2209	10	1948	1	28	15; 51	36,8	67,2	6,2	S	1,4E+15	–	70
2210	6	1948	1	30	8; 43	24	63	6,3	S	1,7E+15	–	–
2211	26, 32, 38	1948	2	9	12; 58	35,4	27,2	7,1	S	9,3E+15	10	30
2212	32, 38	1948	3	29	10; 22	35,1	23,4	5,7	S	5E+14	7	20
2213	26, 29, 32, 33, 38	1948	4	22	10; 42	38,7	20,5	6,4	S	2,2E+15	9	–
2214	10, 14, 38	1948	4	30	14; 50	36	31	5,8	S	6,1E+14	–	45
2215	8, 10, 29, 38	1948	5	29	4; 48	45,9	26,7	6	S	9,3E+14	6–7	150
2216	1, 8, 10, 30	1948	6	18	18; 44	37,5	57,8	5,9	S	7,6E+14	8	15
2217	32	1948	6	20	16; 06	41,6	46,4	6,1	S	1,1E+15	8	48
2218	8, 10, 23, 29	1948	6	29	16; 06	41,9	46,8	6,1	S	1,1E+15	7	42
2219	26, 29, 32, 38	1948	6	30	12; 21	38,8	20,6	6,4	S	2,2E+15	9	–
2220	6, 13, 30	1948	7	5	13; 53	29,9	57,7	6	S	9,3E+14	–	–
2221	14, 15, 29, 32, 38	1948	7	24	6; 03	35,2	24,4	6,4	S	2,2E+15	5	80
2222	38	1948	8	27	15; 16	37,4	21	6,2	S	1,4E+15	–	40
2223	10	1948	9	7	8; 15	36,9	70,6	6,7	S	4E+15	–	220
2224	32, 38	1948	9	11	8; 52	37,2	23,2	6,5	S	2,7E+15	8	110
2225	6, 8, 10, 12, 13, 23, 26, 30	1948	10	5	20; 12	38	58,3	7,3	S	1,4E+16	9–10	18
2226	8, 10, 23, 30	1948	10	6	1; 24	37,4	58,8	6	S	9,3E+14	–	12
2227	32, 38	1948	10	18	17; 43	35,1	23,4	5,7	S	5E+14	–	15
2229	10	1949	3	4	10; 19	36,6	70,6	7,7	S	3,3E+16	–	300
2230	6, 13, 14, 30	1949	4	24	4; 22	27,3	56,5	6,3	S	1,7E+15	–	–
2231	38	1949	6	17	4; 21	34	28,5	5,8	S	6,1E+14	–	100
2232	10	1949	7	10	3; 53	39,2	70,8	7,4	S	1,7E+16	–	16
2233	10	1949	7	10	15; 19	39,1	71	5,8	S	6,1E+14	–	10
2234	10	1949	7	10	15; 49	39,2	71,1	6,2	S	1,4E+15	–	19
2235	10	1949	7	10	16; 24	39,1	71	6,2	S	1,4E+15	–	14
2236	10	1949	7	19	17; 42	39,1	71,1	5,8	S	6,1E+14	–	10
2237	26, 29, 32, 38	1949	7	23	15; 03	38,6	26,3	6,7	S	4E+15	9	10
2238	2, 3, 8, 10, 12, 23, 26, 29, 32	1949	8	17	18; 44	39,4	40,9	6,7	S	4E+15	–	18
2239	32	1949	11	23	16; 50	38,6	26,3	5,7	W	5E+14	7	60
2240	6, 30	1950	1	22	4; 07	27,4	52,8	6,1	S	1,1E+15	–	–
2241	30	1950	1	30	10; 03	33,6	45,5	5,8	S	6,1E+14	–	–
2242	6, 8, 10, 13, 30	1950	5	9	11; 17	38,4	58,6	5,8	S	6,1E+14	–	25
2243	10	1950	7	9	16; 10	36,8	71	6,4	S	2,2E+15	–	240
2244	6, 30	1950	9	24	22; 56	34,5	60,7	5,9	S	7,6E+14	–	–
2245	10	1951	1	4	3; 38	38,4	73,6	5,9	S	7,6E+14	–	140
2246	10	1951	1	6	5; 19	36,6	70,9	6,6	S	3,3E+15	–	220
2247	32, 36	1951	1	30	23; 07	32,4	33,4	6,3	S	1,7E+15	–	–
2248	1, 10, 29, 32	1951	4	8	21; 38	36,6	35,9	5,8	S	6,1E+14	8	50
2249	10	1951	4	14	4; 10	39,1	71,6	5,9	S	7,6E+14	–	25
2250	38	1951	5	28	14; 16	31,8	27	6,2	S	1,4E+15	–	100
2251	30	1951	6	9	11; 22	32,3	49,8	5,7	S	5E+14	–	53
2252	10	1951	6	12	22; 40	36,7	70,4	6,1	S	1,1E+15	–	240
2253	10, 12, 26, 29, 32	1951	8	13	18; 33	40,9	32,9	6,9	S	6,1E+15	9	10
2254	6, 30	1951	8	16	23; 52	28,2	57,3	5,7	S	5E+14	–	–

Приложение 2 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
2255	2, 3, 10, 26, 29, 32	1952	1	3	6; 03	40	41,7	5,8	S	6,1E+14	7	40
2256	30	1952	1	31	0; 21	40	41,7	6	S	9,3E+14	-	-
2257	32, 38	1952	3	9	4; 45	38	21	5,7	S	5E+14	6	-
2258	32	1952	3	19	1; 27	39,8	28,7	5,8	W	6,1E+14	7	40
2259	10	1952	5	28	7; 47	37	70,8	6,1	S	1,1E+15	-	230
2260	32, 38	1952	6	12	11; 00	34,8	26,2	6	S	9,3E+14	5	56
2261	10	1952	7	5	17; 19	36,5	70,8	6,2	S	1,4E+15	-	200
2262	32	1952	10	5	10; 54	37,5	20,8	5,8	W	6,1E+14	7	-
2263	10	1952	10	10	18; 47	30,2	70	6,1	S	1,1E+15	-	33
2264	10	1952	11	27	7; 20	36,6	70	6,2	S	1,4E+15	-	150
2265	32, 38	1952	12	17	23; 03	34,4	24,5	6,4	S	2,2E+15	6	-
2266	38	1953	1	18	14; 16	37,7	21,2	6,1	S	1,1E+15	-	90
2267	32	1953	2	7	22; 31	34,8	24,1	5,8	W	6,1E+14	7	33
2268	6, 8, 10, 12, 13, 23, 26, 30	1953	2	12	8; 15	35,4	54,9	6,5	S	2,7E+15	-	-
2269	38	1953	2	14	8; 43	35,5	26,5	6,2	S	1,4E+15	-	110
2270	10, 12, 26, 29, 32	1953	3	18	19; 06	40	27,4	7,2	S	1,2E+16	9	10
2271	38	1953	6	23	1; 53	35,7	25,3	6,1	S	1,1E+15	-	100
2272	10	1953	7	9	19; 02	40,2	78	5,8	S	6,1E+14	-	20
2273	9	1953	7	10	-	39,9	78,3	6	S	9,3E+14	-	-
2274	10, 38	1953	8	9	7; 41	38,4	20,7	6,2	S	1,4E+15	-	14
2275	26, 29, 32	1953	8	11	3; 32	38,1	20,8	6,8	S	5E+15	-	33
2276	26, 29, 32	1953	8	12	9; 23	38,2	20,6	7,3	S	1,4E+16	11	-
2277	29	1953	8	12	12; 05	38,1	20,8	6,1	S	1,1E+15	-	-
2278	10, 38	1953	8	12	14; 08	38,1	20,8	5,7	S	5E+14	-	10
2279	32, 41	1953	9	5	14; 18	37,9	23,1	5,7	S	5E+14	7	12
2280	10, 29, 32	1953	9	7	3; 59	41,1	33	6,4	S	2,2E+15	8	40
2281	10, 14, 15, 26, 29, 32	1953	9	10	4; 06	34,8	32,5	6,3	S	1,7E+15	8	6
2282	38	1953	9	12	9; 23	38,3	20,8	7	S	7,6E+15	-	6
2283	38	1953	9	12	12; 05	38,1	20,8	6,1	S	1,1E+15	-	10
2284	32	1953	9	14	14; 56	38,5	20,9	5,7	W	5E+14	7	-
2285	29, 32, 38	1953	10	21	18; 39	38,6	21	6,1	S	1,1E+15	8	-
2286	10	1953	11	5	8; 21	36,5	70,6	5,8	S	6,1E+14	-	200
2287	10	1954	1	23	16; 06	37,4	72,5	5,8	S	6,1E+14	-	9
2288	10	1954	2	26	18; 46	36,8	71,3	6	S	9,3E+14	-	120
2289	38	1954	3	21	18; 58	34,5	25	5,7	S	5E+14	-	130
2290	10	1954	4	11	10; 53	36,6	70,6	6,4	S	2,2E+15	-	200
2291	26	1954	4	20	-	39,8	22,1	7	S	7,6E+15	-	-
2292	12, 26, 29, 32, 33, 38	1954	4	30	13; 02	39,3	22,2	6,8	S	5E+15	9	15
2293	32	1954	5	4	16; 45	39,3	22,2	5,7	W	5E+14	7	-
2294	10	1954	7	10	22; 57	36,8	71,2	6,1	S	1,1E+15	-	200
2295	10, 32, 38	1954	8	3	18; 18	40,1	24,5	5,8	S	6,1E+14	7	35
2296	2, 3	1954	10	24	0; 44	40	40	6	S	9,3E+14	8-9	15
2297	2, 3, 8, 30	1954	10	30	23; 43	40,5	45,3	6	S	9,3E+14	-	-
2298	32	1954	12	23	16; 27	37,9	21,1	5,8	W	6,1E+14	7	-
2299	10	1955	1	10	4; 25	37,2	70,8	5,8	S	6,1E+14	-	100
2300	38	1955	1	11	9; 21	35,2	23,5	5,8	S	6,1E+14	-	130
2301	38	1955	1	28	7; 42	33,9	23,6	6,2	S	1,4E+15	-	130

Приложение 2 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
2302	10	1955	2	18	22; 48	30,3	67,1	6,1	S	1,1E+15	-	33
2303	32	1955	3	28	14; 45	37,7	21,2	5,7	W	5E+14	7	-
2304	32	1955	4	13	20; 45	37,2	22,3	5,9	W	7,6E+14	7	-
2305	9, 10	1955	4	15	3; 41	39,9	74,6	7,1	S	9,3E+15	-	52
2306	9, 10	1955	4	15	4; 13	40	74,7	6,6	S	3,3E+15	-	50
2307	26, 29, 32, 38	1955	4	19	16; 47	39,3	23	6,1	S	1,1E+15	8	6
2308	26, 29, 38	1955	4	21	7; 18	39,3	23,1	6	S	9,3E+14	-	-
2309	10	1955	5	14	13; 35	36,7	71	5,7	S	5E+14	-	240
2310	10	1955	6	3	14; 02	36,9	70,8	6,3	S	1,7E+15	-	80
2311	10	1955	6	27	10; 14	32,5	78,6	6	S	9,3E+14	-	33
2313	32	1955	7	9	3; 11	36,6	26	7,5	W	2,2E+16	9	-
2314	26, 32	1955	7	16	7; 07	37,7	27,3	6,8	S	5E+15	9	40
2315	10	1955	8	23	14; 09	31	71,5	6,6	S	3,3E+15	-	60
2316	14, 15, 26, 32, 36	1955	9	12	6; 09	32,2	29,6	6,4	S	2,2E+15	7	50
2317	8	1955	11	24	0; 00	35,8	53,1	5,9	S	7,6E+14	8-9	10
2318	30	1955	12	4	14; 02	33,4	48,8	6	S	9,3E+14	-	65
2319	30	1955	12	17	8; 06	33,7	48,8	5,7	S	5E+14	-	-
2320	29	1956	1	12	5; 46	47,4	19,9	5,7	S	5E+14	-	-
2321	30, 32	1956	2	3	13; 16	33,3	46,7	6,2	S	1,4E+15	-	79
2322	6, 30	1956	2	15	15; 49	27,5	52,7	5,7	S	5E+14	-	-
2323	10, 26, 29, 32	1956	2	20	20; 31	39,9	30,5	6,4	S	2,2E+15	8	40
2324	10	1956	3	5	7; 12	37,8	77,1	6,1	S	1,1E+15	-	15
2325	6, 30	1956	3	6	8; 55	26,5	51	5,8	S	6,1E+14	-	-
2326	1, 26, 32, 36	1956	3	16	19; 32	33,6	35,6	6	S	9,3E+14	-	16
2327	10	1956	4	6	7; 11	36,5	70,7	6,8	S	5E+15	-	200
2328	10	1956	5	13	7; 50	29,9	70,3	6	S	9,3E+14	-	33
2329	10	1956	6	9	23; 13	35	67,5	7,2	S	1,2E+16	-	20
2330	10	1956	7	3	23; 26	36,6	71,1	5,9	S	7,6E+14	-	230
2331	26, 29, 32, 38	1956	7	9	3; 11	36,7	25,9	7,5	S	2,2E+16	9	10
2332	10, 38	1956	7	9	3; 24	36,6	25,7	6,5	S	2,7E+15	-	20
2333	29, 32, 38	1956	7	30	9; 15	35,9	26	6	S	9,3E+14	8	10
2334	29	1956	8	15	12; 03	43	16,4	5,7	S	5E+14	-	-
2335	32	1956	9	6	11; 46	35,6	25,9	5,8	S	6,1E+14	7	40
2336	10	1956	9	16	8; 37	34	69,5	6,4	S	2,2E+15	-	33
2337	6, 13, 26, 30	1956	10	31	14; 03	27,3	54,6	6,3	S	1,7E+15	-	-
2338	26, 32	1956	11	2	16; 04	39,3	23,1	5,7	S	5E+14	8	6
2339	10	1956	11	14	0; 51	36,7	70,8	7	S	7,6E+15	-	190
2340	36, 37	1956	12	18	17; 53	31,5	35,5	5,7	S	5E+14	-	-
2341	10	1957	1	20	18; 12	36,9	71	5,8	S	6,1E+14	-	80
2342	29, 32	1957	2	19	7; 43	36,2	21,6	5,8	S	6,1E+14	7	-
2343	29, 32, 38	1957	3	8	12; 14	39,3	22,7	6,5	S	2,7E+15	9	16
2344	12, 26, 29, 38	1957	3	8	12; 21	39,3	22,6	7	S	7,6E+15	-	16
2345	10, 38	1957	3	8	23; 35	39,2	22,8	5,9	S	7,6E+14	-	10
2346	10	1957	3	24	12; 05	36,5	70,8	5,9	S	7,6E+14	-	210
2347	15, 26, 29, 32, 38	1957	4	24	19; 10	36,4	28,6	6,7	S	4E+15	10	-
2348	14, 15, 26, 29, 38	1957	4	25	2; 25	36,5	28,8	7,1	S	9,3E+15	-	18
2349	10	1957	4	26	2; 12	36,8	70,6	6	S	9,3E+14	-	180
2350	10, 38	1957	4	26	6; 33	36,2	28,9	5,9	S	7,6E+14	-	30
2351	10, 12, 15, 26, 29, 32	1957	5	26	6; 33	40,7	31	7,1	S	9,3E+15	9	10

Приложение 2 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
2352	10, 29	1957	5	26	9; 36	40,8	30,8	6	S	9,3E+14	–	10
2353	10, 29	1957	5	27	11; 01	40,7	31	6,2	S	1,4E+15	–	36
2354	10	1957	6	11	4; 57	36,6	70,4	5,8	S	6,1E+14	–	220
2355	6, 8, 10, 12, 23, 29, 30	1957	7	2	0; 42	36,1	52,4	7	S	7,6E+15	–	21
2356	10	1957	8	20	15; 21	36,9	71	6	S	9,3E+14	–	210
2357	10	1957	9	2	21; 27	36,6	71,1	6,2	S	1,4E+15	–	200
2358	10	1957	9	4	8; 07	28	65,5	6,1	S	1,1E+15	–	25
2359	6, 10, 12 26, 29, 30, 32	1957	12	13	1; 45	34,4	47,7	6,8	S	5E+15	–	42
2360	32	1958	1	2	2; 08	36,2	22,3	5,7	W	5E+14	7	–
2361	10	1958	1	6	1; 54	37	71	5,8	S	6,1E+14	–	70
2362	10	1958	2	17	5; 18	36,5	70,6	6,6	S	3,3E+15	–	180
2363	10	1958	3	22	11; 07	35,3	67,4	5,9	S	7,6E+14	–	20
2364	10	1958	3	28	4; 09	36,6	70,9	5,8	S	6,1E+14	–	210
2365	10	1958	3	28	12; 06	36,9	71	6,3	S	1,7E+15	–	190
2366	10, 38	1958	5	27	18; 27	35,9	26,9	5,9	S	7,6E+14	–	150
2367	32, 38	1958	6	5	13; 29	37	20,7	5,8	S	6,1E+14	7	–
2368	32	1958	6	30	8; 42	36,4	27,3	6	S	9,3E+14	5	109
2369	10	1958	8	8	12; 52	36,8	70,8	5,8	S	6,1E+14	–	210
2370	6, 30	1958	8	14	11; 27	34,3	47,8	5,7	S	5E+14	–	39
2371	6, 10, 12, 26, 29, 30, 32	1958	8	16	19; 13	34,4	47,9	6,6	S	3,3E+15	–	16
2372	29, 32	1958	8	27	15; 16	37,4	20,7	6,3	S	1,7E+15	5	–
2373	10	1958	9	18	20; 53	36,5	70,5	5,8	S	6,1E+14	–	170
2374	6	1958	9	28	12; 36	26	50	7,1	S	9,3E+15	–	–
2375	10	1958	12	10	3; 43	36,4	71	5,7	S	5E+14	–	100
2376	10	1958	12	28	5; 34	29,5	80	6,1	S	1,1E+15	–	10
2377	10	1959	3	2	15; 51	37	70,5	6	S	9,3E+14	–	220
2378	26, 29, 32, 38	1959	4	25	0; 26	36,9	28,6	5,9	S	7,6E+14	8	30
2379	10	1959	5	12	0; 35	32,4	78,7	6,3	S	1,7E+15	–	33
2380	29, 32, 38	1959	5	14	6; 36	35,1	24,6	6	S	9,3E+14	8	6
2381	32	1959	6	11	12; 01	34,8	32,5	5,7	S	5E+14	7	60
2382	10	1959	6	27	19; 11	41,9	80	5,7	S	5E+14	–	25
2383	9	1959	6	28	–	41,9	80	6,8	S	5E+15	–	–
2384	29, 32, 38	1959	8	17	1; 33	40,9	19,8	5,8	S	6,1E+14	8	–
2385	29, 32, 38	1959	9	1	11; 37	40,9	19,8	6,2	S	1,4E+15	8	11
2386	2, 3, 30	1959	9	10	13; 59	39,2	41,6	5,7	S	5E+14	–	–
2387	32	1959	9	16	5; 13	34,9	25,9	6,6	S	3,3E+15	9	50
2388	32	1959	10	7	8; 30	40,9	19,9	5,7	W	5E+14	7	–
2389	10	1959	10	24	23; 40	41,7	70	5,7	S	5E+14	–	13
2390	1, 2, 3, 26, 30, 32	1959	10	25	15; 57	39,1	41,6	6,2	S	1,4E+15	–	–
2391	10	1959	11	15	10; 25	38,9	75,3	5,9	S	7,6E+14	–	45
2392	29, 32, 38	1959	11	15	17; 00	37,8	20,5	6,6	S	3,3E+15	7	–
2393	9	1959	11	15	18; 25	38,5	75,2	6,4	S	2,2E+15	–	–
2394	32	1959	12	1	12; 38	37,8	20,2	5,8	W	6,1E+14	7	–
2395	29	1960	1	3	20; 19	39,3	15,3	5,8	S	6,1E+14	–	–
2396	10	1960	1	9	7; 24	36,7	70,1	6,4	S	2,2E+15	–	210
2397	2, 3, 10, 32	1960	1	26	9; 52	40	39	5,9	S	7,6E+14	8–9	20
2398	10	1960	2	19	10; 37	36,8	71	7,1	S	9,3E+15	–	190
2399	10	1960	2	23	2; 09	36,6	71,1	5,9	S	7,6E+14	–	200

Приложение 2 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
2400	30	1960	3	2	12; 18	32	50,3	5,8	S	6,1E+14	-	-
2401	32, 38	1960	3	12	11; 54	41,9	20,9	5,7	S	5E+14	7	-
2402	30	1960	3	24	23; 21	31,3	51	6	S	9,3E+14	-	-
2403	30	1960	4	23	6; 26	31,5	50,5	5,7	S	5E+14	-	-
2404	6, 13, 26, 30	1960	4	24	12; 14	27,7	54,3	5,8	S	6,1E+14	-	-
2405	10	1960	5	19	2; 07	36,5	71	6,2	S	1,4E+15	-	100
2406	26, 29, 32, 38	1960	5	26	5; 10	40,6	20,7	6,5	S	2,7E+15	8	-
2407	30	1960	6	23	3; 37	37	49,5	6,5	S	2,7E+15	-	-
2408	10	1960	7	6	5; 16	36,8	70,5	6,1	S	1,1E+15	-	210
2409	10	1960	7	14	22; 11	35,9	69,8	5,9	S	7,6E+14	-	70
2410	6, 30	1960	8	1	2; 21	27,5	55	7	S	7,6E+15	-	-
2411	30	1960	8	2	15; 11	28	54,3	5,8	S	6,1E+14	-	-
2412	10	1960	9	9	10; 05	36,7	71,3	5,8	S	6,1E+14	-	180
2413	30	1960	11	4	16; 52	27	54	5,8	S	6,1E+14	-	33
2414	29, 32, 38	1960	11	5	20; 20	39,1	20,6	5,7	S	5E+14	7	-
2415	30	1960	11	25	11; 24	39,5	47,5	6	S	9,3E+14	-	33
2416	25	1961	2	23	21; 45	36,9	27,3	5,8	S	6,1E+14	-	25
2417	10	1961	3	20	3; 30	36,6	71,1	5,8	S	6,1E+14	-	80
2418	9, 10	1961	4	1	15; 18	40	77,8	6,6	S	3,3E+15	-	20
2419	9, 10	1961	4	4	9; 40	40	77,8	6,4	S	2,2E+15	-	15
2420	10	1961	4	13	16; 34	39,8	77,6	6,6	S	3,3E+15	-	30
2421	9	1961	4	14	0; 34	39,5	77,5	6,8	S	5E+15	-	20
2422	14, 15, 29, 32, 38	1961	5	23	2; 45	36,6	28,5	6,3	S	1,7E+15	7	70
2423	30	1961	6	9	9; 37	40	50	6	S	9,3E+14	-	-
2424	6, 13, 26, 30	1961	6	11	5; 10	27,8	54,5	6,5	S	2,7E+15	-	-
2425	10	1961	6	19	17; 04	36,7	70,7	6,3	S	1,7E+15	-	180
2426	6, 30	1961	6	23	16; 34	27,5	54,8	5,8	S	6,1E+14	-	-
2427	10	1961	9	5	6; 13	38,6	73	6,4	S	2,2E+15	-	120
2428	1, 14, 15 29, 32	1961	9	15	1; 46	35,5	33,4	6	S	9,3E+14	7	-
2429	3, 10, 23, 30	1961	9	18	11; 01	41,1	50,2	6	S	9,3E+14	-	64
2430	10	1961	9	28	5; 00	36,8	70,5	6	S	9,3E+14	-	200
2431	10	1961	10	2	7; 21	37	22	5,7	W	5E+14	7	-
2432	10, 29, 38	1961	11	28	8; 58	40	26,3	6	S	9,3E+14	-	120
2433	10, 38	1962	1	7	10; 03	43,2	17,1	5,9	S	7,6E+14	-	13
2434	10, 38	1962	1	11	5; 05	43,2	17,2	6,1	S	1,1E+15	-	10
2435	10, 32, 38	1962	1	19	8; 17	35,2	22,7	5,9	S	7,6E+14	8	15
2437	10, 29, 38	1962	3	18	15; 30	40,7	19,6	6	S	9,3E+14	8	-
2438	10	1962	3	28	0; 52	36,9	71,4	6	S	9,3E+14	-	110
2439	6, 30	1962	4	1	0; 45	33,2	58,6	5,8	S	6,1E+14	-	-
2441	10, 32, 38	1962	4	19	11; 19	36	26,9	6	S	9,3E+14	8	45
2442	10, 29, 32, 38	1962	4	19	21; 37	37,7	20,1	6,3	S	1,7E+15	6	-
2444	10, 38	1962	6	11	7; 15	43,6	18,4	6	S	9,3E+14	-	8
2445	10, 29, 38	1962	7	6	9; 10	37,8	20,2	5,7	S	5E+14	8	-
2446	10	1962	7	6	23; 05	36,8	70,1	7,4	S	1,7E+16	-	210
2447	14, 16, 26, 29, 32, 38	1962	8	28	10; 59	37,8	22,9	6,8	S	5E+15	8	95
2448	6, 10, 12, 23, 26, 29, 30	1962	9	1	19; 20	35,6	49,9	7,2	S	1,2E+16	-	29
2449	10	1962	9	12	20; 57	36,4	68,9	6,3	S	1,7E+15	-	36

Приложение 2 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
2450	6, 30	1962	10	13	10; 23	35,8	50,3	5,7	S	5E+14	-	-
2451	6,26,30	1962	11	6	0; 09	28,2	55,8	5,7	S	5E+14	-	33
2452	8, 10	1963	1	14	18; 33	45,7	26,6	5,9	S	7,6E+14	6	118
2453	5, 8, 10, 23, 29	1963	1	27	19; 35	41,1	49,8	6,2	S	1,4E+15	7-8	55
2454	10	1963	3	7	21; 49	36,4	71,2	5,9	S	7,6E+14	-	100
2455	6, 26, 29, 30, 32	1963	3	24	12; 44	34,5	48	5,8	S	6,1E+14	-	-
2456	26	1963	3	31	2; 27	37	57,9	7	S	7,6E+15	-	33
2457	6, 26, 30	1963	5	2	1; 58	27,7	54,7	5,8	S	6,1E+14	-	40
2458	6, 26, 30	1963	5	3	10; 44	31,5	51	5,8	S	6,1E+14	-	-
2459	26, 30	1963	5	29	0; 47	27,9	52,4	5,8	S	6,1E+14	-	-
2460	6, 26, 30	1963	5	29	8; 35	27,7	60	5,8	S	6,1E+14	-	50
2461	9, 10	1963	6	26	14; 09	36,4	76,7	6	S	9,3E+14	-	90
2462	8, 10, 23 25, 26, 29, 32	1963	7	16	18; 27	43,3	41,6	6,4	S	2,2E+15	9	5
2463	12, 26, 29, 32, 38	1963	7	26	4; 17	42	21,4	6,9	S	6,1E+15	9	13
2464	9, 10	1963	8	29	8; 53	39,7	74,2	6,4	S	2,2E+15	-	40
2465	10, 25, 29, 32, 38	1963	9	18	16; 58	40,8	29,1	6,4	S	2,2E+15	8	40
2466	10	1963	10	16	15; 43	38,7	73,3	6,5	S	2,7E+15	-	17
2467	26, 29, 32, 38	1963	12	16	13; 47	37	21	5,7	S	5E+14	7	-
2468	10	1964	1	28	14; 09	36,5	71	6,9	S	6,1E+15	-	190
2469	26, 32, 38	1964	1	30	17; 45	37,4	29,9	5,7	S	5E+14	8	59
2470	6, 26, 30	1964	2	16	0; 17	30,1	51,2	5,9	S	7,6E+14	-	37
2471	26, 30	1964	3	20	3; 15	28,2	55	5,8	S	6,1E+14	-	43
2472	10, 29, 30	1964	4	13	8; 29	45,3	18	5,8	S	6,1E+14	-	16
2473	1, 10, 23, 25, 26, 32	1964	6	14	12; 15	38,1	38,5	6	S	9,3E+14	8	3
2475	10	1964	7	6	10; 13	37,1	71,3	5,8	S	6,1E+14	-	100
2476	26, 32, 38	1964	7	17	2; 34	38	23,6	6,8	S	5E+15	6	155
2477	6, 30	1964	9	14	15; 21	28	55,8	5,7	S	5E+14	-	33
2478	10, 12, 25, 26, 32, 38	1964	10	6	14; 31	40,3	28,2	7	S	7,6E+15	9	34
2479	6, 30	1964	11	8	10; 33	29,7	51	5,7	S	5E+14	-	40
2480	6, 13, 26, 30	1964	12	22	4; 36	28,1	56,8	6,1	S	1,1E+15	-	-
2481	8	1965	1	10	2; 52	45,8	26,5	5,8	O	6,1E+14	6	130
2482	10	1965	2	2	15; 56	37,4	73,2	6	S	9,3E+14	-	10
2483	25, 26, 29, 32, 38	1965	3	9	17; 57	39,3	23,8	6,4	S	2,2E+15	9	18
2484	29	1965	3	9	17; 59	39,3	23,8	5,7	S	5E+14	-	-
2485	10	1965	3	14	15; 53	36,6	70,8	7,7	S	3,3E+16	-	215
2486	14, 16, 26, 29, 32, 38	1965	3	31	9; 47	38,6	22,4	7,1	S	9,3E+15	8	78
2487	26, 29, 32	1965	4	5	3; 12	37,7	22	6,2	S	1,4E+15	10	34
2488	14, 25, 26, 29, 32, 38	1965	4	9	23; 57	35,1	24,3	6,1	S	1,1E+15	8	39

Приложение 2 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
2489	32	1965	4	19	14; 09	35,6	23,5	5,7	W	5E+14	7	37
2490	10	1965	5	4	8; 34	41,8	79,4	5,8	S	6,1E+14	-	23
2491	1, 32, 38	1965	6	13	20; 01	37,9	29,3	5,7	S	5E+14	8	33
2492	6, 26	1965	6	21	0; 21	28,1	55,9	6	S	9,3E+14	-	40
2493	16, 26, 32, 38	1965	7	6	3; 18	38,4	22,4	6	S	9,3E+14	8	18
2494	10, 26, 32, 38	1965	8	23	14; 08	40,5	26,2	5,9	S	7,6E+14	-	40
2495	25, 26, 29, 32, 38	1965	11	28	5; 26	36,1	27,4	5,7	S	5E+14	6	73
2496	10, 26, 32, 38	1965	12	25	0; 08	40,2	24,8	5,8	S	6,1E+14	7	33
2497	12, 26, 32, 38	1966	2	5	2; 01	39,1	21,7	6,3	S	1,7E+15	9	16
2498	10	1966	2	7	4; 26	29,9	69,7	6,5	S	2,7E+15	-	10
2499	10	1966	2	7	23; 06	30,3	69,9	6,2	S	1,4E+15	-	10
2500	2, 3, 25, 26, 32	1936	3	7	1; 16	39,1	41,6	6	S	9,3E+14	-	38
2501	8, 26, 29	1966	4	20	16; 42	41,8	48,2	5,7	S	5E+14	8	16
2502	26, 29, 32, 38	1966	5	9	0; 42	34,4	26,4	5,8	S	6,1E+14	7	13
2503	10	1966	6	6	7; 46	36,4	71,2	7,2	S	1,2E+16	-	215
2504	8, 25, 26, 32	1966	7	12	18; 53	44,7	37,3	5,7	S	5E+14	7	55
2505	10	1966	8	1	19; 10	30	68,7	6,1	S	1,1E+15	-	24
2506	10	1966	8	1	20; 31	30	68,6	6	S	9,3E+14	-	29
2507	10	1966	8	1	21; 03	30,1	68,6	6,8	S	5E+15	-	40
2508	10	1966	8	16	2; 16	36,4	70,9	6,2	S	1,4E+15	-	190
2509	2, 3, 8, 10, 11, 12, 23, 25, 29, 32	1966	8	19	12; 22	39,2	41,6	6,8	S	5E+15	9	-
2510	2, 3, 10, 12, 23, 25, 29, 32	1966	8	20	11; 59	39,4	41	6,2	S	1,4E+15	-	14
2511	2, 3, 10, 23, 26, 29, 32	1966	8	20	12; 01	39,2	40,7	6,1	S	1,1E+15	-	33
2512	26, 32	1966	9	1	14; 22	37,5	22,1	6	W	9,3E+14	8	15
2513	10, 12, 26, 32, 38	1966	10	29	2; 38	38,9	21,1	6	S	9,3E+14	8	1
2514	26, 32	1967	1	4	5; 58	38,4	22	6	S	9,3E+14	7	10
2515	6,26,32	1967	1	11	11; 20	34,1	45,7	5,8	S	6,1E+14	7	39
2516	10	1967	1	25	1; 50	36,6	71,6	6,2	S	1,4E+15	-	270
2517	6, 26, 32	1967	1	29	7; 56	26,5	55,3	5,8	S	6,1E+14	-	43
2518	6, 26, 32	1967	1	31	19; 00	26,1	55,7	5,9	S	7,6E+14	-	-
2519	26, 30	1967	2	1	1; 07	26,7	55,5	6,1	S	1,1E+15	-	-
2520	10	1967	2	2	7; 38	39,7	75,3	5,7	S	5E+14	-	80
2521	26, 32	1967	2	9	14; 08	39,9	20,3	5,8	W	6,1E+14	7	1
2522	10	1967	2	20	15; 18	33,6	75,3	6,1	S	1,1E+15	-	20
2523	25, 26, 29, 32, 38	1967	3	4	17; 58	39,2	24,6	6,5	S	2,7E+15	5	30
2524	26	1967	3	12	18; 35	19,5	38,9	5,7	S	5E+14	-	33
2525	26	1967	3	12	21; 44	19,6	38,7	5,7	S	5E+14	-	33
2526	26	1967	3	16	16; 00	19,5	38,7	5,9	S	7,6E+14	-	33
2527	26	1967	3	21	3; 39	19,7	39,2	5,7	S	5E+14	-	33
2528	26	1967	3	28	2; 41	19,9	38,7	6,7	S	4E+15	-	27
2529	26, 29, 32, 38	1967	5	1	7; 09	39,5	21,2	5,9	S	7,6E+14	9	34
2530	9, 10	1967	5	11	14; 51	39,5	73,7	6,3	S	1,7E+15	-	28
2531	10	1967	5	27	19; 05	36,1	77,7	5,8	S	6,1E+14	-	-
2532	10, 12, 25, 26, 32, 38	1967	7	22	16; 56	40,7	30,7	7,2	S	1,2E+16	9	25

Приложение 2 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
2533	2, 3, 10, 12, 23, 26, 29, 32	1967	7	26	18; 53	39,5	40,4	6,2	S	1,4E+15	8	30
2534	25, 26	1967	11	9	14; 48	35,5	27,8	5,7	S	5E+14	-	47
2535	41	1967	11	30	-	39,5	39,6	6	S	9,3E+14	-	-
2536	10, 12, 26, 32, 38	1967	11	30	7; 23	41,4	20,4	6,5	S	2,7E+15	9	21
2537	10	1968	1	29	5; 00	36,7	70,2	5,9	S	7,6E+14	-	230
2538	26, 29	1968	2	7	22; 22	36,7	26,7	5,8	S	6,1E+14	-	-
2539	12, 26, 29, 32, 33, 38	1968	2	19	22; 45	39,4	24,9	7,5	S	2,2E+16	9	7
2540	32	1968	3	26	7; 39	37,8	20,9	5,9	W	7,6E+14	7	23
2541	26, 29, 32	1968	3	28	7; 40	37,9	20,9	5,8	S	6,1E+14	-	25
2542	10	1968	4	17	13; 11	36,4	71,1	5,7	S	5E+14	-	80
2543	26, 29, 32	1968	5	30	17; 40	35,5	27,9	5,9	S	7,6E+14	5	27
2544	10	1968	5	30	18; 15	45,4	17	5,8	S	6,1E+14	-	33
2545	26, 29, 32, 38	1968	7	4	21; 47	37,8	23,2	5,7	S	5E+14	7	20
2546	25, 26, 29	1968	7	27	2; 46	35,5	27,8	5,9	S	7,6E+14	-	21
2547	6,26,30	1968	8	2	13; 30	27,5	60,9	5,7	S	5E+14	-	65
2548	6, 8, 10, 12, 13, 26, 30	1968	8	31	10; 47	34,2	59	7,4	S	1,7E+16	-	25
2549	6, 10, 12, 13, 26, 30	1968	9	1	7; 27	34,1	58,2	6,4	S	2,2E+15	-	14
2550	10, 12, 25, 26, 29, 32	1968	9	3	8; 19	41,8	32,4	6,6	S	3,3E+15	-	5
2551	6, 13, 26, 30	1968	9	14	13; 48	28,3	53,2	5,9	S	7,6E+14	-	-
2552	10	1968	9	27	10; 38	37,9	72,3	6	S	9,3E+14	-	114
2553	10	1968	10	12	23; 20	36,5	70,7	5,7	S	5E+14	-	199
2554	6,13,17,26,30	1968	11	15	6; 25	38,1	58,3	5,7	S	5E+14	7	18
2555	26, 32	1968	12	5	7; 52	36,6	26,9	6	S	9,3E+14	5	31
2557	10	1968	12	19	5; 18	36,3	70,1	6	S	9,3E+14	-	156
2558	6, 8, 26, 30	1969	1	3	3; 16	37,1	57,8	6	S	9,3E+14	-	-
2559	10, 14, 25, 26, 29, 32, 38	1969	1	13	23; 12	36,1	29,2	6,2	S	1,4E+15	7	22
2560	10	1969	2	11	22; 09	41,5	79,3	6,6	S	3,3E+15	-	25
2561	9	1969	2	12	6; 09	41,3	79,2	6,5	S	2,7E+15	-	16
2562	10	1969	3	5	19; 33	36,4	70,8	6,6	S	3,3E+15	-	205
2563	12, 26, 29, 32, 38	1969	3	25	13; 21	39,3	28,4	6,1	S	1,1E+15	8	9
2564	12, 25, 26, 29, 32, 38	1969	3	28	1; 48	38,6	28,5	6,5	S	2,7E+15	8	4
2565	14, 25, 26	1969	3	31	7; 15	27,7	34	7,1	S	9,3E+15	-	33
2566	32	1969	4	3	22; 12	40,7	20	5,8	S	6,1E+14	7	21
2567	14, 25, 26, 29, 32, 38	1969	6	12	15; 13	34,4	25	6	S	9,3E+14	5	22
2568	26, 32, 38	1969	7	8	8; 09	37,5	20,3	5,7	S	5E+14	7	-
2569	10	1969	8	8	6; 31	36,5	70,9	6,5	S	2,7E+15	-	196
2570	10	1969	8	28	3; 58	39,1	73,5	5,7	S	5E+14	-	10
2571	26, 32, 38	1969	10	13	1; 02	39,8	20,6	5,7	S	5E+14	7	27
2572	10, 38	1969	10	26	15; 37	44,8	17,3	5,9	S	7,6E+14	-	24
2573	10, 38	1969	10	27	8; 11	44,8	17,2	6,4	S	2,2E+15	-	18
2574	6, 13, 26, 30	1969	11	7	18; 34	27,4	60,4	6,5	S	2,7E+15	-	-

Приложение 2 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
2575	10	1969	11	24	17; 23	37,3	71,4	6,1	S	1,1E+15	-	113
2576	6,26,30	1970	2	23	11; 22	27,7	54,6	5,7	S	5E+14	-	-
2577	10	1970	3	20	8; 50	36,9	33,5	5,8	S	6,1E+14	-	33
2578	10, 12, 25, 26, 38	1970	3	28	21; 02	39,1	29,4	7,3	S	1,4E+16	-	20
2579	10, 26, 29, 38	1970	4	8	13; 50	38,3	22,6	6,3	S	1,7E+15	-	17
2580	10, 26, 29, 38	1970	4	19	13; 29	39	29,8	5,7	S	5E+14	-	20
2581	10, 26, 29, 38	1970	4	19	13; 47	39	29,8	5,8	S	6,1E+14	-	24
2582	8,10,26	1970	5	14	9; 20	43	47,1	5,7	S	5E+14	7-8	17
2583	8, 10, 23, 25, 26, 29	1970	5	14	18; 12	43	47,1	6,6	S	3,3E+15	8-9	13
2584	10	1970	6	5	4; 53	42,5	78,9	6,8	S	5E+15	-	12
2585	10	1970	7	21	1; 18	36,4	70,3	5,8	S	6,1E+14	-	201
2586	10	1970	7	29	5; 50	40,1	77,8	5,9	S	7,6E+14	-	13
2587	6, 10, 13, 23, 26, 30	1970	7	30	0; 52	37,8	55,9	6,7	S	4E+15	8-9	16
2588	10	1970	9	4	13; 12	36,7	70,1	5,9	S	7,6E+14	-	280
2589	26	1970	12	12	7; 01	43,9	54,8	5,7	S	5E+14	-	-
2590	26	1970	12	23	7; 01	43,8	54,9	5,7	S	5E+14	-	-
2591	10	1971	2	6	22; 12	35,9	69,9	5,7	S	5E+14	-	115
2592	9, 10	1971	3	23	9; 52	41,4	79,3	6	S	9,3E+14	-	15
2593	9, 10	1971	3	23	20; 47	41,4	79,4	6,1	S	1,1E+15	-	10
2594	6, 13, 26, 30	1971	4	12	19; 03	28,4	55,8	5,8	S	6,1E+14	-	-
2595	10	1971	5	1	18; 58	36,4	70,2	5,7	S	5E+14	-	218
2596	10	1971	5	10	14; 51	43	71,3	5,7	S	5E+14	-	20
2597	10, 12, 25, 26, 29	1971	5	12	6; 25	37,5	29,7	6,3	S	1,7E+15	-	23
2598	26, 29	1971	5	12	12; 57	37,6	29,6	5,8	S	6,1E+14	-	-
2599	1, 2, 3, 10, 12, 23, 25, 26, 29	1971	5	22	16; 44	38,9	40,5	6,8	S	5E+15	-	21
2600	10, 25, 26, 29	1971	5	25	5; 43	39,1	29,7	5,9	S	7,6E+14	-	15
2601	10	1971	6	15	22; 04	41,5	79,3	5,8	S	6,1E+14	-	12
2602	1, 25, 26	1971	7	11	20; 13	37,2	36,8	5,8	S	6,1E+14	-	9
2603	10	1971	7	26	1; 48	39,9	77,3	6,7	S	4E+15	-	15
2604	10	1971	8	4	0; 24	36,4	70,7	7,2	S	1,2E+16	-	205
2605	10	1971	8	4	1; 59	36,4	70,7	5,7	S	5E+14	-	210
2606	6, 13, 26, 30	1971	11	8	3; 06	27,1	54,5	5,9	S	7,6E+14	-	-
2607	6, 13, 26, 30	1971	12	9	1; 42	27,3	56,4	5,7	S	5E+14	-	-
2608	10	1972	1	12	18; 37	37,7	75	6	S	9,3E+14	-	101
2609	10	1972	1	15	20; 21	40,1	79	6,2	S	1,4E+15	-	15
2610	9	1972	1	16	4; 21	40,2	78,9	6,2	S	1,4E+15	-	-
2611	10	1972	1	20	11; 36	36,4	70,7	6,1	S	1,1E+15	-	212
2612	10	1972	1	25	5; 41	35,6	69,8	5,8	S	6,1E+14	-	95
2613	10	1972	2	22	1; 14	36,5	70,5	5,7	S	5E+14	-	211
2614	12, 13, 26, 30	1972	4	10	2; 06	28,4	53	6,9	S	6,1E+15	-	-
2615	25, 26, 29	1972	5	4	21; 40	35,1	23,6	6,3	S	1,7E+15	-	46
2616	10	1972	5	29	19; 08	36,5	70,8	5,8	S	6,1E+14	-	221

Приложение 2 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
2617	29	1972	6	8	9; 39	34,9	43,3	5,8	S	6,1E+14	-	-
2618	10	1972	6	24	15; 29	36,3	69,6	6,3	S	1,7E+15	-	36
2619	10	1972	7	11	5; 54	36,5	70,7	6,1	S	1,1E+15	-	220
2620	6, 26, 30	1972	8	6	1; 13	25,4	61,4	6,2	S	1,4E+15	-	33
2621	10	1972	9	3	16; 48	36	73,4	6,2	S	1,4E+15	-	40
2622	26, 29	1972	9	13	4; 13	37,9	22,4	6,5	S	2,7E+15	-	83
2623	26, 29	1972	9	17	14; 07	38,4	20,3	6,4	S	2,2E+15	-	33
2624	10	1972	11	12	17; 57	38,4	73,2	6,6	S	3,3E+15	-	116
2625	10	1972	11	16	12; 43	35,7	69,9	5,7	S	5E+14	-	128
2626	10	1973	3	26	7; 58	38,6	73,7	5,8	S	6,1E+14	-	80
2627	6, 26, 30	1973	4	26	14; 30	27,1	60,8	5,7	S	5E+14	-	46
2628	10	1973	8	6	1; 18	36,5	70,1	5,8	S	6,1E+14	-	224
2629	10	1973	10	17	3; 16	36,4	71,1	6,4	S	2,2E+15	-	220
2630	25, 26, 29	1973	11	29	10; 57	35,2	23,8	6,1	S	1,1E+15	-	37
2631	26	1974	1	7	15; 24	33,3	47,9	5,7	S	5E+14	-	32
2632	10	1974	1	11	2; 03	36,4	70,8	5,8	S	6,1E+14	-	140
2633	10	1974	2	22	3; 33	36,6	71,4	5,7	S	5E+14	-	100
2634	10	1974	6	3	11; 45	36,9	71,2	5,7	S	5E+14	-	100
2635	8, 10	1974	7	17	5; 09	45,7	26,5	5,7	S	5E+14	7	140
2636	10	1974	7	30	5; 12	36,4	70,8	7,3	S	1,4E+16	-	200
2637	9, 10	1974	8	11	1; 14	39,4	73,9	7,3	S	1,4E+16	-	18
2638	10	1974	8	11	20; 05	39,6	73,7	5,8	S	6,1E+14	-	15
2639	10	1974	8	11	21; 21	39,5	73,7	6,3	S	1,7E+15	-	15
2640	9, 10	1974	8	27	12; 56	39,6	73,8	6	S	9,3E+14	-	15
2641	10	1974	12	10	1; 41	36,4	70,5	6,1	S	1,1E+15	-	205
2642	10	1974	12	28	12; 11	34,9	72,8	6,3	S	1,7E+15	-	33
2643	30	1975	1	14	22; 07	35	45	6	S	9,3E+14	-	-
2644	9, 10, 21	1975	1	19	8; 01	32,4	78,5	7	S	7,6E+15	-	5
2645	10	1975	2	28	23; 56	36,6	70,5	5,9	S	7,6E+14	-	190
2646	10, 21	1975	3	3	9; 48	36,7	70,9	6	S	9,3E+14	-	200
2647	12, 13, 30	1975	3	7	7; 04	27,5	56,4	6,1	S	1,1E+15	-	-
2648	10, 25, 29	1975	3	17	5; 35	40,5	26,1	5,8	S	6,1E+14	-	-
2649	10, 25, 26, 29	1975	3	27	5; 15	40,4	26,1	6,7	S	4E+15	-	5
2650	9,10,21	1975	4	28	11; 06	35,8	79,9	6,1	S	1,1E+15	-	33
2651	10	1975	5	14	22; 23	36,1	70,9	5,8	S	6,1E+14	-	90
2652	30	1975	5	17	16; 19	28,7	57,9	5,9	S	7,6E+14	-	33
2653	30	1975	5	18	14; 44	28,7	57,9	5,9	S	7,6E+14	-	33
2654	10	1975	6	4	2; 24	35,8	79,9	6	S	9,3E+14	-	31
2655	10	1975	7	29	2; 40	32,6	78,5	5,8	S	6,1E+14	-	-
2656	10, 12, 25, 29	1975	9	6	9; 20	38,5	40,8	6,7	S	4E+15	-	32
2657	30	1975	9	21	14; 16	34	49	5,8	S	6,1E+14	-	-
2658	10, 12, 21, 41	1975	10	3	5; 14	30,3	66,3	6,7	S	4E+15	-	11
2659	10, 21	1975	10	3	17; 31	30,4	66,4	5,8	S	6,1E+14	-	-
2660	30	1975	10	8	8; 15	28,8	55,2	6,1	S	1,1E+15	-	33
2661	26, 29	1975	12	31	9; 45	38,5	21,7	5,9	S	7,6E+14	-	20
2662	30	1976	3	16	7; 29	28	54	5,9	S	7,6E+14	-	-
2663	10, 21	1976	3	19	13; 03	36,6	67,9	5,7	S	5E+14	8	33

Приложение 2 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
2664	3, 10	1976	4	8	2; 40	40,3	63,7	7	S	7,6E+15	–	30
2665	3, 10	1976	4	8	2; 59	40,1	63,7	6,3	S	1,7E+15	–	30
2666	3, 10	1976	5	17	2; 58	40,3	63,4	7,3	S	1,4E+16	–	30
2667	10, 21, 23, 25	1976	7	28	20; 17	43,2	45,6	6,2	S	1,4E+15	8,5	16
2668	30	1976	9	22	19; 39	23,6	64,2	5,7	S	5E+14	–	38
2669	3, 10, 13	1976	11	7	4; 00	33,9	59,2	6,5	S	2,7E+15	–	6
2670	12, 30	1976	11	7	11; 08	33	48	5,9	S	7,6E+14	–	–
2671	30	1976	11	15	8; 03	34	47	5,9	S	7,6E+14	–	–
2672	10	1976	11	17	17; 23	36,5	71,2	5,9	S	7,6E+14	–	210
2673	11, 12, 13, 25, 30	1976	11	24	12; 22	39,1	44	7,1	S	9,3E+15	9	–
2674	10	1976	11	24	12; 36	39,1	44,2	5,8	S	6,1E+14	–	63
2675	10, 21	1976	11	27	21; 42	36,6	71	6,6	S	3,3E+15	–	190
2676	30	1977	1	5	5; 44	24	57	5,7	S	5E+14	–	–
2677	10	1977	1	31	14; 26	40,1	70,9	6,3	N	1,7E+15	–	20
2678	10, 25, 26	1977	3	4	19; 21	45,8	26,7	7,2	S	1,2E+16	–	86
2679	13, 26, 30	1977	3	21	21; 18	27,7	56,5	7	S	7,6E+15	–	33
2680	30	1977	3	21	22; 42	27,4	56,5	5,9	S	7,6E+14	–	36
2681	30	1977	3	22	11; 57	27,6	56,5	5,9	S	7,6E+14	–	–
2682	12, 30	1977	4	1	13; 36	27,5	56,3	6	S	9,3E+14	–	29
2683	10, 12, 13, 30	1977	4	6	13; 36	32	50,7	6,1	S	1,1E+15	–	43
2684	10	1977	4	13	11; 33	36,5	70,8	5,7	S	5E+14	–	200
2685	10	1977	4	18	0; 13	36,4	70,7	5,9	S	7,6E+14	–	210
2686	30	1977	4	26	16; 25	32	50	6,1	S	1,1E+15	–	–
2687	10	1977	5	4	2; 37	37,1	71,3	5,7	S	5E+14	–	110
2688	25, 26	1977	6	1	12; 55	36,2	31,3	5,7	S	5E+14	–	67
2689	10, 21	1977	6	3	2; 31	36,4	70,7	6,2	S	1,4E+15	–	210
2690	10, 12, 25, 30	1977	6	5	4; 45	32,6	48,1	5,7	S	5E+14	–	44
2691	10	1977	6	13	13; 40	36,5	71,3	5,8	S	6,1E+14	–	120
2692	10, 25	1977	10	5	5; 34	41	33,6	5,7	S	5E+14	–	10
2693	30	1977	10	19	6; 35	26	55	5,7	S	5E+14	–	–
2694	6, 30	1977	12	10	5; 46	27,9	56,7	5,8	S	6,1E+14	–	–
2695	10, 21	1977	12	18	16; 47	40	77,4	5,9	S	7,6E+14	–	33
2696	10, 12, 13, 30	1977	12	19	23; 34	30,9	56,5	5,7	S	5E+14	–	–
2697	30	1978	1	2	6; 30	39	46	5,8	S	6,1E+14	–	–
2698	10, 21	1978	1	16	3; 20	36,4	70,8	6	S	9,3E+14	–	220
2699	30	1978	2	11	21; 39	25	56	6,1	S	1,1E+15	–	–
2700	26	1978	3	16	1; 57	30	66,3	5,8	S	6,1E+14	–	–
2701	10	1978	3	24	21; 05	42,9	78,6	7	S	7,6E+15	–	15
2702	26	1978	4	13	18; 05	43,3	20,9	5,7	S	5E+14	–	33
2703	29	1978	4	15	23; 33	38,3	15,1	5,9	S	7,6E+14	–	–
2704	10, 21	1978	4	21	15; 22	36,6	71,3	6,3	S	1,7E+15	–	230
2705	10, 25, 29	1978	5	23	23; 34	40,7	23,3	5,7	S	5E+14	–	–
2706	30	1978	5	26	13; 42	37	50	6,3	S	1,7E+15	–	–
2707	30	1978	6	4	19; 29	36	68	6,2	S	1,4E+15	–	–
2708	10, 30	1978	6	4	19; 30	40,4	63,6	6	S	9,3E+14	–	15
2709	10, 12, 25, 29, 33	1978	6	20	20; 03	40,8	23,2	6,4	S	2,2E+15	–	3

Приложение 2 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
2710	10, 25	1978	9	3	0; 21	44,4	38	5,7	S	5E+14	-	20
2711	10, 12, 13, 30	1978	9	16	15; 35	33,4	57,4	7,4	S	1,7E+16	-	34
2712	10, 21	1978	10	8	14; 20	39,4	74,8	6,1	S	1,1E+15	-	50
2713	25	1978	10	17	4; 59	47,8	48,1	5,8	S	6,1E+14	-	-
2714	21	1978	10	23	8; 07	36,5	70,7	5,9	S	7,6E+14	-	-
2715	10, 21	1978	11	1	19; 48	39,4	72,6	6,8	S	5E+15	-	20
2716	10, 25, 29, 30	1978	11	4	15; 22	37,7	49	6	S	9,3E+14	-	37
2717	10, 25, 29, 30	1978	12	14	7; 05	32,1	49,7	6,1	S	1,1E+15	-	-
2718	30	1979	1	10	1; 26	26,5	61	5,9	S	7,6E+14	-	-
2719	10	1979	1	10	15; 05	26,5	61	6	S	9,3E+14	-	-
2720	10, 13, 30	1979	1	16	9; 50	34	59,5	6,9	S	6,1E+15	-	10
2721	25	1979	1	17	7; 59	47,9	48,1	6	S	9,3E+14	-	-
2722	29	1979	4	15	6; 19	42,4	19,5	6,9	S	6,1E+15	-	-
2723	29	1979	4	15	14; 43	42,3	18,7	5,8	S	6,1E+14	-	-
2724	29	1979	5	24	17; 23	42,2	18,8	6,4	S	2,2E+15	-	-
2725	25, 26, 29	1979	5	28	9; 27	36,4	31,8	5,9	S	7,6E+14	-	98
2726	25, 26, 29	1979	4	16	11; 45	38,8	26,5	5,8	S	6,1E+14	-	23
2727	10	1979	6	26	3; 04	36,6	71,2	6	S	9,3E+14	-	230
2728	10, 21	1979	8	20	3; 50	36,5	70	6,4	S	2,2E+15	-	230
2729	10	1979	9	24	8; 46	36,5	70	5,8	S	6,1E+14	-	210
2730	10	1979	9	25	13; 05	45,2	77	5,8	S	6,1E+14	-	40
2731	10, 12, 13, 30	1979	11	14	2; 21	34	59,8	6,8	S	5E+15	-	20
2732	10, 12, 13, 30	1979	11	27	17; 10	34,1	59,8	7,3	S	1,4E+16	-	9
2733	10, 30	1979	12	7	9; 24	34,1	59,9	6,2	S	1,4E+15	-	17
2734	10, 30	1980	1	12	15; 31	33,6	57,3	6,1	S	1,1E+15	-	14
2735	21	1980	2	13	22; 09	36,5	76,9	5,7	S	5E+14	-	-
2736	10, 25, 29, 30	1980	5	4	18; 35	38,1	49,2	6,2	S	1,4E+15	-	30
2737	10, 26, 29	1980	5	18	20; 02	43,3	20,8	5,7	S	5E+14	-	9
2738	10, 12, 25, 26, 29	1980	7	9	2; 11	39,3	23,3	6,4	S	2,2E+15	-	14
2739	10, 33	1980	7	9	2; 35	39,2	22,6	6	S	9,3E+14	-	31
2740	10, 25, 30	1980	10	19	17; 24	32,7	48,6	5,7	S	5E+14	-	47
2741	13, 29	1980	11	23	-	40,8	15,2	6,9	S	6,1E+15	-	-
2742	10, 25, 29, 30	1980	12	18	12; 34	35,9	44,7	5,8	S	6,1E+14	-	74
2743	30	1980	12	19	1; 16	34,5	50,7	5,9	S	7,6E+14	-	3
2744	10, 29, 33, 41	1981	2	24	20; 53	38,2	23	6,7	S	4E+15	-	18
2745	10, 12, 25, 29	1981	2	25	2; 35	38,2	23,1	6,4	S	2,2E+15	-	30
2746	10, 12, 25, 29, 33	1981	3	4	21; 58	38,2	23,3	6,2	S	1,4E+15	-	32
2747	10, 21	1981	5	2	16; 04	36,5	71,1	7	S	7,6E+15	-	220
2748	10, 12, 30, 41	1981	6	11	7; 24	29,9	57,7	6,6	S	3,3E+15	-	31
2749	10	1981	7	8	3; 59	36,5	70,7	6	S	9,3E+14	-	220
2750	10, 12, 30, 41	1981	7	28	17; 22	30	57,8	7,2	S	1,2E+16	-	11
2751	10, 21	1981	9	12	7; 15	35,7	73,6	6,3	S	1,7E+15	-	30
2752	26, 30	1981	10	18	5; 22	43,3	45,3	5,7	S	5E+14	-	33
2753	10, 25, 29	1981	12	19	14; 10	39,2	25,3	7,2	S	1,2E+16	-	10
2754	10, 26, 29	1981	12	27	17; 39	38,9	24,9	6,4	S	2,2E+15	-	10

Приложение 2 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
2755	10	1982	3	7	12; 24	38	72,6	5,8	S	6,1E+14	-	130
2756	10	1982	5	6	15; 42	40,2	71,5	5,8	S	6,1E+14	-	20
2757	29	1982	11	16	23; 41	40,8	19,6	5,7	S	5E+14	-	21
2758	10, 21	1982	12	16	0; 40	36,1	69	6,7	S	4E+15	-	10
2759	10, 30	1982	12	19	19; 40	30,6	57,6	6,2	S	1,4E+15	-	33
2760	26, 29	1983	1	17	12; 41	38	20,2	5,7	S	5E+14	-	14
2761	30	1983	2	7	15; 06	26,6	57,7	5,8	S	6,1E+14	-	3
2762	10	1983	2	13	1; 40	40	75,2	6,6	S	3,3E+15	-	10
2763	10, 21	1983	2	13	1; 52	40,1	75,1	5,7	S	5E+14	-	33
2764	30	1983	3	5	14; 22	32,5	49,2	5,8	S	6,1E+14	-	45
2765	10, 30	1983	3	14	12; 12	39,3	54,6	5,7	S	5E+14	-	10
2766	26	1983	3	19	21; 42	35,1	25,4	5,7	S	5E+14	-	35
2767	26, 29	1983	3	23	23; 51	38,2	20,3	6,2	S	1,4E+15	-	13
2768	10	1983	4	5	6; 50	40	75,4	6	S	9,3E+14	-	10
2769	26, 30	1983	4	18	10; 58	27,8	62	6,5	S	2,7E+15	-	64
2770	10, 25, 26, 29	1983	7	5	12; 01	40,3	27,2	6,1	S	1,1E+15	-	10
2771	30	1983	7	12	11; 34	27,2	56,5	6	S	9,3E+14	-	3
2772	10, 12, 25, 26, 29	1983	8	6	15; 43	40,2	24,7	7	S	7,6E+15	-	2
2773	10, 21	1983	9	12	15; 42	36,6	71,1	6,5	S	2,7E+15	-	210
2774	29	1983	9	27	23; 59	36,7	26,9	5,7	S	5E+14	-	-
2775	2, 3, 10, 12, 25, 30	1983	10	30	4; 12	40,4	42,2	6,8	S	5E+15	9	12
2777	10	1983	12	16	13; 15	39,4	72,9	6,1	S	1,1E+15	-	10
2778	21	1983	12	30	23; 52	36,4	70,7	6,5	S	2,7E+15	-	-
2779	10	1984	1	27	13; 01	36,5	71	6,4	S	2,2E+15	-	170
2780	10	1984	2	1	14; 22	34,6	70,5	6	S	9,3E+14	-	44
2781	10, 21	1984	2	16	17; 18	36,6	70,8	6,6	S	3,3E+15	-	205
2782	10, 17, 30	1984	2	22	5; 44	39,3	54,1	5,9	S	7,6E+14	-	15
2783	30	1984	3	4	10; 01	43,2	45,1	5,7	S	5E+14	-	-
2784	30	1984	3	4	19; 24	43,1	45,8	5,8	S	6,1E+14	-	38
2785	10, 30	1984	3	19	20; 28	40,4	63,4	7,2	S	1,2E+16	-	15
2786	10	1984	4	23	21; 26	36,5	70,8	6	S	9,3E+14	-	205
2787	26	1984	5	22	13; 57	35,9	22,5	5,7	S	5E+14	-	-
2788	25, 26, 29	1984	6	21	10; 44	35,4	23,2	5,8	S	6,1E+14	-	39
2789	10	1984	7	1	10; 12	36,6	70,8	5,8	S	6,1E+14	-	200
2790	30	1984	7	6	4; 08	36,6	58,3	5,8	S	6,1E+14	-	10
2791	26, 30	1984	9	18	13; 26	40,9	42,2	6,4	S	2,2E+15	-	10
2792	10, 21	1984	10	26	20; 22	39,3	71,3	6,3	S	1,7E+15	-	15
2793	26, 30	1984	12	3	7; 38	38	43,2	5,7	S	5E+14	-	35
2794	30	1985	2	2	20; 52	28,3	52,8	5,7	S	5E+14	-	-
2795	10, 21	1985	7	29	7; 54	36,2	70,9	7,2	S	1,2E+16	-	100
2796	10, 21	1985	8	2	7; 46	36,2	70,9	6,5	S	2,7E+15	-	105
2797	30	1985	8	16	10; 46	37,2	59,5	5,7	S	5E+14	-	15
2798	10, 21	1985	8	23	12; 41	39,4	75,4	7	S	7,6E+15	-	20
2799	10, 21	1985	9	11	20; 45	39,3	75,5	6,6	S	3,3E+15	-	25
2800	10	1985	10	13	15; 59	40,3	69,8	6	S	9,3E+14	-	10

Приложение 2 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
2801	10, 30	1985	10	29	13; 13	36,8	54,8	6	S	9,3E+14	-	20
2802	30	1985	10	29	14; 23	36,8	54,9	5,7	S	5E+14	-	40
2803	10, 26, 29, 30	1986	3	6	0; 05	40,4	51,6	6,2	S	1,4E+15	-	33
2804	10	1986	4	26	14; 15	36,6	71,1	6	S	9,3E+14	-	186
2805	10, 25, 26, 29	1986	5	5	3; 36	38	37,8	5,9	S	7,6E+14	-	4
2806	10, 26, 29	1986	6	6	10; 39	38	37,9	5,7	S	5E+14	-	10
2807	10, 25, 26, 29	1986	8	30	21; 28	45,6	26,3	6,2	S	1,4E+15	-	132
2808	10, 26, 29	1986	12	7	14; 17	43,3	25,9	5,7	S	5E+14	-	7
2809	30	1986	12	20	23; 47	30	51,5	5,7	S	5E+14	-	-
2810	10	1987	1	24	8; 09	41,5	79,4	6,1	S	1,1E+15	-	30
2811	29	1987	2	27	23; 34	38,5	20,3	5,7	S	5E+14	-	-
2812	10	1987	4	30	5; 17	39,7	74,7	5,7	S	5E+14	-	10
2813	10	1987	5	5	15; 40	36,5	70,6	6,3	S	1,7E+15	-	203
2814	30	1987	9	7	11; 32	39,6	55	5,8	S	6,1E+14	-	33
2815	10	1987	10	3	11; 00	36,5	71,4	6,5	S	2,7E+15	-	94
2816	1	1987	11	15	15; 20	38,4	38,7	5,7	S	E+14	-	33
2817	30	1987	12	18	16; 24	28,6	56,6	5,8	S	6,1E+14	-	25
2818	26, 29, 30	1988	3	30	2; 12	30,9	50,2	5,7	S	5E+14	-	36
2819	10, 21	1988	8	6	9; 03	36,6	71,1	6,4	S	2,2E+15	-	193
2820	30	1988	8	11	16; 00	30,1	51,5	6	S	9,3E+14	-	31
2821	26, 29, 30	1988	8	11	16; 05	30	51,6	6,1	S	1,1E+15	-	18
2822	10	1988	9	25	20; 52	37,2	71,7	5,8	S	6,1E+14	-	10
2823	10	1988	9	25	21; 28	36,5	70,6	5,8	S	6,1E+14	-	200
2824	26, 29	1988	10	16	12; 34	37,9	20,9	5,8	S	6,1E+14	-	25
2825	30	1988	12	6	13; 20	30	51,7	5,7	S	5E+14	-	10
2826	10, 12, 23, 25, 30	1988	12	7	7; 41	40,9	44,2	6,9	S	6,1E+15	10	10
2827	10, 25, 29, 30	1988	12	7	7; 45	40,9	44,2	5,8	S	6,1E+14	-	-
2828	10	1989	1	22	23; 02	38,5	68,7	5,7	S	5E+14	-	3
2829	26, 29, 30	1989	5	27	20; 08	30,1	50,9	6	S	9,3E+14	-	33
2830	10	1989	7	24	3; 27	36,1	71,1	6,1	S	1,1E+15	-	95
2831	29	1989	8	20	18; 32	37,3	21,2	5,7	S	5E+14	-	-
2832	10, 29, 30	1989	9	16	2; 05	40,5	51,5	6,7	S	4E+15	-	34
2833	10, 23, 29, 30	1989	9	17	0; 53	40,2	51,8	6,2	S	1,4E+15	7	32
2834	30, 41	1989	11	20	4; 19	29,9	57,8	5,7	S	5E+14	-	38
2835	30	1989	12	7	12; 59	26	59,1	5,9	S	7,6E+14	-	38
2836	10, 30	1990	1	20	1; 27	35,8	53	5,7	S	5E+14	-	24
2837	10, 21	1990	2	5	5; 16	37,1	71,3	6,6	S	3,3E+15	-	89
2838	21, 26	1990	3	4	19; 46	28,9	66,3	6,1	S	1,1E+15	-	10
2839	10, 21	1990	3	5	20; 47	36,9	73,2	6,2	S	1,4E+15	-	18
2840	10, 21	1990	3	25	14; 17	37	73,1	6,5	S	2,7E+15	-	8
2841	10, 21	1990	4	17	1; 59	39,5	74,5	6	S	9,3E+14	-	10
2842	29	1990	5	5	7; 21	40,7	15,9	5,7	S	5E+14	-	-
2843	10	1990	5	15	14; 25	35,9	70,5	6,2	S	1,4E+15	-	109
2844	10	1990	5	17	13; 21	38,6	74,4	5,8	S	6,1E+14	-	100
2845	10, 25, 29	1990	5	30	10; 40	45,9	26,7	6,7	S	4E+15	-	90
2846	10, 25, 29	1990	5	31	0; 17	45,9	26,8	6,6	S	3,3E+15	-	89

Приложение 2 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
2847	21, 26	1990	6	17	4; 51	27,4	65,7	6,4	S	2,2E+15	-	15
2848	10, 12, 25, 26, 30	1990	6	20	21; 00	37	49,4	7,7	S	3,3E+16	-	19
2849	25, 26, 30	1990	6	21	9; 02	36,6	49,8	5,8	S	6,1E+14	-	15
2850	10, 21	1990	7	13	14; 20	36,6	70,8	6,4	S	2,2E+15	-	204
2851	10, 21	1990	10	25	4; 54	35,2	70,5	5,9	S	7,6E+14	-	110
2852	30	1990	11	6	18; 45	28,2	55,5	6,7	S	4E+15	-	25
2853	30	1990	11	6	19; 30	28,2	55,4	5,7	S	5E+14	-	18
2854	10	1990	11	12	12; 28	43,1	78	6,4	S	2,2E+15	-	15
2855	10, 26, 29	1990	12	21	6; 57	41	22,3	5,9	S	7,6E+14	-	13
2856	10, 21	1991	1	31	23; 03	36	70,5	6,4	S	2,2E+15	-	135
2857	10	1991	2	25	14; 30	40,3	79	6,1	S	1,1E+15	-	33
2858	10, 25, 26	1991	4	29	9; 13	42,5	43,7	7,3	S	1,4E+16	-	17
2859	10, 25	1991	4	29	18; 30	42,5	43,8	6,1	S	1,1E+15	-	5
2860	10, 25, 26, 30	1991	6	15	0; 59	42,5	44	6,5	S	2,7E+15	-	9
2861	26	1991	7	12	10; 42	45,3	21,1	5,7	S	5E+14	-	11
2862	10, 21	1991	7	14	9; 09	36,4	71,2	6,2	S	1,4E+15	-	203
2863	26	1991	7	18	11; 56	44,9	22,4	5,7	S	5E+14	-	12
2864	21	1991	10	19	21; 23	30,8	78,8	7	S	7,6E+15	-	-
2865	30	1992	1	30	5; 22	25,9	63,3	6	S	9,3E+14	-	33
2870	10, 21	1992	5	20	12; 20	33,4	71,4	6,2	S	1,4E+15	-	33
2871	10	1992	8	19	2; 04	42,2	73,6	7,5	S	2,2E+16	-	29
2872	10	1992	8	19	3; 12	42,1	73,3	6,9	S	6,1E+15	-	22
2873	10	1992	8	19	3; 20	42,1	73,3	6,5	S	2,7E+15	-	33
2874	25, 26	1992	10	12	13; 10	29,8	31,1	5,9	S	7,6E+14	-	22
2875	10, 25, 26	1992	10	23	23; 20	42,6	45,1	6,8	S	5E+15	-	16
2876	10	1992	11	12	20; 41	36,4	70,9	6,2	S	1,4E+15	-	168
2877	10	1992	12	4	11; 36	38,1	72,2	6,4	S	2,2E+15	-	129
2878	42	1993	3	18	15; 47	38,34	22,16	5,8	S	6,1E+14	-	59
2879	10	1993	6	18	19; 59	36,5	70,4	5,9	S	7,6E+14	-	199
2880	10	1993	7	23	11; 50	36,4	70,4	5,9	S	7,6E+14	-	266
2881	25, 26	1993	8	3	12; 43	28,7	34,6	5,9	S	7,6E+14	-	10
2882	10, 21	1993	8	9	11; 39	36,4	70,8	6,2	S	1,4E+15	-	222
2883	10, 21	1993	8	9	12; 42	36,5	70,9	6,9	S	6,1E+15	-	208
2884	42	1993	9	4	11; 39	36,43	70,81	6	S	9,3E+14	-	194
2885	21	1993	9	18	5; 02	36,4	71,6	5,7	S	5E+14	-	-
2886	42	1994	1	5	13; 24	39,08	15,14	5,8	S	6,1E+14	-	273
2887	26	1994	2	23	8; 02	30,9	60,6	5,7	S	5E+14	-	6
2888	26	1994	2	24	0; 11	30,8	60,5	5,7	S	5E+14	-	9
2889	42	1994	3	1	3; 49	29,10	52,62	6	S	9,3E+14	-	13
2890	21	1994	5	1	12; 00	36,9	67,2	6,3	S	1,7E+15	-	-
2891	25, 26	1994	5	23	6; 46	35,6	24,7	6	S	9,3E+14	-	76
2892	21	1994	6	30	9; 23	36,3	71,1	5,7	S	5E+14	-	-
2893	42	1994	10	25	0; 55	36,36	70,96	6,2	S	1,4E+15	-	239
2894	12, 26, 33	1995	5	13	8; 47	40,2	21,7	5,9	S	7,6E+14	-	14
2895	42	1995	5	16	3; 35	36,46	70,89	5,9	S	7,6E+14	-	186
2896	42	1995	6	15	0; 16	38,4	22,28	5,7	S	5E+14	-	14

Приложение 2 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
2897	42	1995	10	1	15; 57	38,06	30,13	6,4	W	2,2E+15	-	33
2898	42	1995	10	8	8; 56	41,05	72,15	5,7	E	5E+14	-	15
2899	42	1995	10	18	9; 31	36,43	70,39	6,3	W	1,7E+15	-	223
2900	25, 26	1995	11	22	4; 15	28,8	34,9	5,9	S	7,6E+14	-	10
2901	25	1995	11	23	18; 07	29,3	34,8	5,7	S	5E+14	-	10
2902	25	1995	12	5	18; 49	39,4	40,2	5,8	S	6,1E+14	-	14
2903	42	1996	3	19	15; 00	39,99	76,70	6,3	W	1,7E+15	-	28
2904	42	1996	7	20	0; 00	36,15	27,1	6,2	E	1,4E+15	-	33
2905	25	1996	8	14	1; 55	40,8	35,3	5,8	S	6,1E+14	-	10
2906	25	1996	8	14	3; 00	40,8	35,4	5,7	S	5E+14	-	10
2907	42	1996	9	5	20; 44	42,8	17,94	6	W	9,3E+14	-	10
2908	42	1996	9	14	8; 01	36,05	70,71	5,9	W	7,6E+14	-	120
2909	25, 26	1996	10	9	13; 10	34,6	32,1	6,2	S	1,4E+15	-	33
2910	25, 26	1996	10	9	14; 20	34,6	32,2	5,7	S	5E+14	-	33
2911	25	1996	10	10	1; 10	34,6	32,2	5,8	S	6,1E+14	-	33
2912	42	1996	11	19	10; 45	35,34	78,13	6,9	W	6,1E+15	-	33
2913	42	1997	1	09	13; 44	41,03	74,28	5,9	E	7,6E+14	-	22
2914	25	1997	1	13	10; 19	34,3	32,3	5,7	S	5E+14	-	33
2915	42	1997	1	21	1; 49	39,47	77	5,9	W	7,6E+14	-	33
2916	25	1997	1	22	17; 59	36,3	36	5,7	S	5E+14	-	10
2917	42	1997	2	4	10; 38	37,66	57,29	6,5	W	2,7E+15	-	10
2918	42	1997	2	27	21; 08	29,98	68,21	7,1	E	9,3E+15	-	33
2919	25	1997	2	28	12; 57	38,1	48,1	6,1	S	1,1E+15	-	10
2920	42	1997	3	4	13; 04	29,42	68,79	5,7	W	5E+14	-	33
2921	42	1997	3	20	8; 51	30,14	68,02	5,9	E	7,6E+14	-	33
2922	42	1997	4	5	23; 46	39,51	76,86	5,9	W	7,6E+14	-	33
2923	42	1997	4	6	4; 37	39,54	77	5,9	W	7,6E+14	-	33
2924	42	1997	4	11	5; 35	39,53	76,94	6,1	E	1,1E+15	-	15
2925	42	1997	4	15	18; 19	39,63	76,99	5,9	W	7,6E+14	-	23
2926	42	1997	4	19	5; 53	28,04	56,89	5,9	W	7,6E+14	-	27
2927	26	1997	5	10	7; 57	33,8	59,8	6,2	S	1,4E+15	-	10
2928	42	1997	5	13	14; 14	36,41	70,94	6,5	E	2,7E+15	-	196
2929	42	1997	6	25	19; 39	33,94	59,48	5,9	W	7,6E+14	-	10
2930	42	1997	7	27	10; 08	35,58	21,06	5,8	W	6,1E+14	-	33
2931	26	1997	10	13	13; 39	36,4	22,1	5,9	S	7,6E+14	-	24
2932	25	1997	11	14	21; 38	38,9	25,8	6,1	S	1,1E+15	-	17
2933	42	1997	11	18	13; 08	37,57	20,66	6,6	E	3,3E+15	-	33
2934	42	1997	12	17	5; 51	36,39	70,77	6,3	W	1,7E+15	-	207
2935	42	1998	2	4	14; 33	37,08	70,09	5,9	W	7,6E+14	-	33
2936	42	1998	2	20	12; 18	36,48	71,09	6,4	E	2,2E+15	-	235
2937	42	1998	3	14	19; 40	30,15	57,6	6,6	E	3,3E+15	-	9
2938	42	1998	3	19	13; 51	39,98	76,73	5,7	W	5E+14	-	33
2939	42	1998	3	21	18; 22	36,43	70,13	6	W	9,3E+14	-	228
2940	42	1998	4	10	15; 01	32,46	59,98	5,8	W	6,1E+14	-	33
2941	42	1998	5	30	6; 22	37,11	70,11	6,6	W	3,3E+15	-	33
2942	42	1998	6	27	13; 56	36,88	35,31	6,3	W	1,7E+15	-	33
2943	42	1998	7	9	14; 19	38,72	48,51	6	E	9,3E+14	-	26
2944	42	1998	8	27	9; 04	39,66	77,34	6,4	E	2,2E+15	-	33
2945	42	1998	9	9	11; 28	40,04	15,98	5,9	W	7,6E+14	-	10

Приложение 2 (окончание)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
2946	42	1998	12	11	20; 16	36,51	71,02	5,7	W	5E+14		222
2947	25	1999	1	31	5; 07	43,2	46,8	5,8	S	6,1E+14	-	33
2948	42	1999	2	11	14; 09	34,26	69,36	6	W	9,3E+14		33
2949	26	1999	3	4	5; 38	28,4	57,2	5,7	S	5E+14	-	33
2950	42	1999	3	28	19; 05	30,51	79,4	6,6	E	3,3E+15		15
2951	42	1999	5	6	23; 01	29,5	51,88	6,2	W	1,4E+15		33
2952	42	1999	6	29	23; 19	36,62	71,35	5,7	E	5E+14		189
2953	42	1999	7	12	3; 42	30,07	69,42	5,7	W	5E+14		52
2954	25, 26	1999	8	17	0; 02	40,7	30	7,8	S	4E+16	-	17
2955	42	1999	9	7	11; 57	38,12	23,6	6	E	9,3E+14		10
2956	42	1999	9	13	11; 55	40,71	30,04	5,9	W	7,6E+14		13
2957	42	1999	11	8	16; 46	36,52	71,24	6,5	W	2,7E+15		228
2958	26	1999	11	11	14; 41	40,8	30,2	5,7	W	5E+14	-	10
2959	26	1999	11	12	16; 57	40,7	31,1	7,5	S	2,2E+16	-	10
2960	26	1999	12	3	17; 07	40,3	42,3	5,8	W	6,1E+14	-	14
2961	42	2000	1	19	7; 10	36,37	70,38	6	E	9,3E+14		207
2962	42	2000	5	12	23; 10	35,98	70,66	6,3	E	1,7E+15		108
2963	42	2000	5	24	5; 41	36,04	22,01	5,9	W	7,6E+14		33
2964	42	2000	6	6	2; 42	40,69	32,99	6	W	9,3E+14		10
2965	42	2000	7	17	22; 54	36,28	70,92	6,3	W	1,7E+15		141
2966	42	2000	8	22	16; 55	38,12	57,38	5,9	W	7,6E+14		10
2967	42	2000	11	25	18; 09	40,24	49,95	6,8	E	5E+15		50
2968	42	2000	11	25	18; 11	40,17	49,95	6,5	E	2,7E+15		33
2969	42	2000	12	6	17; 11	39,57	54,8	7	W	7,6E+15		30
2970	42	2000	12	15	16; 45	38,46	31,35	6	W	9,3E+14		10

Цифры в столбце 2: 1 – Геолого–геоморфологические и сейсмологические изыскания, 1988; 2 – Карапетян, 1986; 3 – Карапетян, 1990; 4 – Караханян, 1999; 5 – Каталог, 1998; 6 – Каталог, 1996; 7 – Каталог, 1978; 8 – Новый каталог, 1977; 9 – Реестр, 1980; 10 – Специализированный каталог, 1994; 11 – Ambraseys, 1988; 12 – Ambraseys, Jackson, 1998; 13 – Ambraseys, Melville, 1982; 14 – Ambraseys et al., 1994; 15 – Ambraseys, 1992; 16 – Ambraseys, 1997a, 17 – Ambraseys, 1997b, 18 – Archaeoseismology, 1996; 19 – Bachmanov D.M., Ivanova T.P., Kozhurin A.I., Trifonov V.G., new data; 20 – Berberian, 1994; 21 – GSHAP catalog // www.ngdc.noaa.gov; 22 – Catalogue, 1994; 23 – Catalogs, 1997; 24 – Catalog, 1990; 25 – Catalog // www.seismology.harvard.edu; 26 – Catalogs // www.neic.cr.usgs.gov/neis/; 27 – Erdic et al., 1985; 28 – Karakhanian et al., 1997; 29 – Karnik, 1968; 30 – Moinfar et al., 1996; 31 – Nur, 1991; 32 – Papazachos, Papazachou, 1997; 33 – Pavlides, 1996; 34 – Philip et al., 2002; 35 – Philip et al., 1992; 36 – Plassard, Kogoj, 1962; 37 – Poirer, Taher, 1980; 38 – Shebalin et al., 1974; 39 – Soysel et al., 1997; 40 – Taymaz et al., 1991; 41 – Yeats et al., 1997.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Абаза В.А.* История Армении. Ереван, 1990.
2. *Абдрахматов К.Е.* Тектонические движения позднего плейстоцена – голоцена территории Республики Кыргызстан: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. Бишкек, 1995. 34 с.
3. *Абих Г.* Карта распространения Араратского землетрясения // Зап. Кавк. отд. Имп. Рус. геогр. о-ва. 1862. Кн. 5.
4. *Абрамов А.П.* Городище Патрей. Периодизация и топография // Патрей: Материалы исследования. Вып. 1. М.: Ин-т археологии РАН. 1998. С. 3–32.
5. *Абрамова Т.А.* Палеогеография аридной зоны СССР в эпоху средневековья // Четвертичный период: Методы исследования, стратиграфия и экология: Тез. VII Всесоюз. совещ. Т. I. Таллинн: Изд-во АН Эстонии, 1990. С. 7–8.
6. *Аветисян П., Бадалян Р.* Периодизация и хронология погребальных комплексов Орома // 10-я научная сессия, посвященная итогам археологических исследований в Республике Армении (1993–1995 гг.). Ереван: Ин-т археологии и этнографии НАН Армении, 1996. С. 6–8. На арм. яз.
7. *Аветисян П., Бадалян Р., Амаякян С., Пилипосян А.* К вопросу о периодизации и хронологии эпох бронзы и железа в Армении (шкала А. Мартirosяна в контексте проблем современной археологии) // Там же. С. 8–12. На арм. яз.
8. *Ажгирей Г.Д.* Шарьяжи в геосинклинальных поясах. М.: Наука, 1977. 156 с.
9. *Александровский А.Л.* Отражение природной среды в почве // Почвоведение. 1996. № 3. С. 277–287.
10. *Александровский А.Л., Чичагова О.А.* Радиоуглеродный возраст палеопочв голоцена в лесостепи Восточной Европы // Там же. 1998. № 12. С. 1414–1422.
11. *Алексеев В.П., Мкртчян Р.А.* Палеоантропологический материал из куро-араксских погребений в Армении и вопросы генезиса населения куро-араксской культуры раннего бронзового века // Междисциплинарные исследования культурогенеза и этногенеза Армянского нагорья и сопредельных областей. Ереван: Изд-во Ерев. ун-та, 1990. С. 22–36.
12. *Алекшян В.А.* Происхождение халафской культуры и проблема локализации индоевропейской прародины // Там же. С. 37–47.
13. *Алишан Г.* Айрарат. Венеция: Изд-во арм. общины, 1890.
14. *Амирханов Х.А.* Чохское поселение. М.: Наука, 1987.
15. *Амурский Г.И., Тиунов К.В., Хариков Б.А., Шлезингер А.Е.* Структура и тектоническое положение Большого Балхана. М.: Наука, 1968. 56 с.
16. *Андреев Ю.В.* Крито-микенский мир // История древнего мира. Кн. 1: Ранняя древность. М.: Наука, 1989. С. 312–331.
17. *Андреев Ю.В.* Греция в XI–IX вв. до н.э. по данным гомеровского эпоса // Там же. 1989. С. 332–350.
18. *Андреева М.В.* К вопросу о южных связях майкопской культуры // Сов. археология. 1977. № 1. С. 39–56.
19. *Андрианов В.В.* История воздействия сельского хозяйства на природу Аральского района // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1991. № 4. С. 47–61.
20. *Антипов М.П., Волож Ю.А., Лаврушин Ю.А., Леонов Ю.Г.* Геологические события и изменения уровня Каспийского моря // Геоэкология. 1996. № 3. С. 38–50.
21. *Антонова Е.В.* Комментарий // Мелларт Дж. Древнейшие цивилизации Ближнего Востока. М.: Наука, 1982. С. 128–138.

22. *Арешян Г.Е.* Индоевропейский сюжет в мифологии населения междуречья Куры и Аракса II тысячелетия // Вестн. древ. истории. 1988. № 4.
23. *Аристархова Л.Б., Варущенко А.Н., Игнатов Е.В.* и др. Новая геоморфологическая карта Аральского региона и ее экологические аспекты // Изв. вузов. Геодезия и аэрофотоъемка. 1991. № 1. С. 64–80.
24. *Арсланов Х.А., Гей Н.А., Измайлов Я.А.* и др. О возрасте и климатических условиях формирования осадков позднплейстоценовых морских террас побережья Керченского пролива // Вестн. ЛГУ. Геология. География. 1983. № 12, вып. 2. С. 69–79.
25. *Артемьев М.Е., Кабан М.К.* Спектральный анализ гравитационного поля и внешней нагрузки и модели изостатической компенсации (на примере Кавказа) // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1986. № 2. С. 54–65.
26. *Артюшков Е.В.* Физическая тектоника. М.: Наука, 1993. 457 с.
27. *Асланян А.Т., Сатиан М.А.* Тектонические условия становления офиолитовых зон. Ереван: Изд-во АН АрмССР, 1987. 160 с.
28. *Афоничев Н.А., Шлыгин А.Е.* Тектоника Джунгарского Алатау // Геология и металлогения Джунгарского Алатау. Алма-Ата: Наука, 1966.
29. *Ахвердян М.Р., Ляпунова Е.А., Воронцов Н.Н.* Карпология и систематика кустарниковых полевков Кавказа и Закавказья (Terricola, Arvicolinae, Rodentia) // Зоол. журн. 1992. Т. 71, вып. 3. С. 96–110.
30. *Бадалян Р.* Проблема абсолютного возраста «шенгавитского» комплекса в свете уточненных радиоуглеродных данных // 10-я научная сессия, посвященная итогам археологических исследований в Республике Армении (1993–1995 гг.). Ереван: Ин-т археологии и этнографии НАН Армении, 1996. С. 12–15. На арм. яз.
31. *Баженов М.Л., Буртман В.С.* Структурные дуги Альпийского пояса: Карпаты – Кавказ – Памир. М.: Наука, 1990. 167 с.
32. *Балабанов И.П., Гаприндашвили М.* К вопросу локализации древнегреческих городов Питиунт и Диоскурия // Изв. АН ГССР. Сер. истории, археологии, этнографии и истории искусства. 1987. № 2. С. 151–159.
33. *Балабанов И.П., Измайлов Я.А.* Детальная палеогеографическая реконструкция гидрологического режима Азово-Черноморского бассейна в верхнеплейстоцен-голоценовый этап его развития // Четвертичный период: Методы исследования, стратиграфия и экология: Тез. VII Всесоюз. совещ. Т. I. Таллинн: Изд-во АН Эстонии, 1990. С. 41.
34. *Балакина Л.М., Захарова А.И., Москвина А.М., Чепкунас Л.С.* Закономерная связь механизмов очагов землетрясений с геологическим строением районов // Физика Земли. 1996. № 3. С. 33–52.
35. *Бальян С.П., Лиценберг Д.А., Милановский Е.Е.* Новейшая и современная тектоника сейсмоактивных ороегенов Армении района Спитакского землетрясения // Геоморфология. 1989. № 4. С. 3–16.
36. *Бахтеев Ф.Х.* Николай Иванович Вавилов. Новосибирск: Наука, 1988. 272 с.
37. *Бачманов Д.М., Иванова Т.П., Кожурин А.И., Трифонов В.Г.* Проблемы континентальной коллизии: современный коллизионный пояс Загроса // Общие вопросы тектоники. Тектоника России. М.: ГЕОС, 2000. С. 36–39.
38. *Белов А.А.* Тектоническое развитие Альпийской складчатой области в палеозое. М.: Наука, 1981. 212 с.
39. *Берг Л.С.* Атлантида и Эгеида // Природа. 1928. № 4. С. 383–388.
40. *Бернал Дж.* Наука в истории общества. М.: Изд-во иностр. лит., 1956. 736 с.
41. *Бибикова В.И.* К изучению древнейших домашних лошадей Восточной Европы // Бюл. МОИП. Отд. биол. 1967. Т. 3. С. 113–117.
42. *Блаватский В.Д.* О подводной археологии // Сов. археология. 1958. № 3.
43. *Блаватский В.Д.* Подводные раскопки Фанагории в 1959 г. // Там же. 1961. № 1.
44. *Блаватский В.Д.* Античная полевая археология. М.: Наука, 1967. 208 с.
45. *Богачкин Б.М.* История тектонического развития Горного Алтая в кайнозой. М.: Наука, 1981. 132 с.
46. *Богданович К.И., Карк И.М., Корольков В.Я., Мушкетов Д.И.* Землетрясение в северных цепях Тянь-Шаня 22 декабря 1910 г. (4 января 1911 г.) // Тр. Геол. ком. Н.С. 1914. Т. 89. С. 1–170.
47. *Болт Б.* Землетрясения. М.: Мир, 1981.
48. *Большаков В.А.* Новая концепция астрономической теории палеоклимата // Проблемы палеогеографии и стратиграфии плейстоцена. М.: Изд-во МГУ, 2000. С. 35–69.

49. *Бонгард-Левин Г.М., Грантовский Э.А.* От Скифии до Индии. М.: Мысль, 1983. 208 с.
50. *Бондаренко П.М.* Моделирование надвиговых дислокаций в складчатых областях. Новосибирск: Наука, 1976. 118 с.
51. *Бордовская Г.Н.* Палеогеография озер Казахстана в голоцене (по палинологическим данным // Четвертичный период: Методы исследования, стратиграфия и экология. Тез. VII Всесоюз. совещ. Т. I. Таллинн: Изд-во АН Эстонии, 1990. С. 54–55.
52. *Бретаницкий Л.С.* Баку. Л.; М.: Искусство, 1970. 248 с.
53. *Будыко М.И.* Климат в прошлом и будущем. Л.: Гидрометеиздат, 1980. 351 с.
54. *Бурлацкая С.П.* Археомagnetизм. Изучение древнего геомагнитного поля. М.: ИФЗ АН СССР, 1987. 248 с.
55. *Буртман В.С., Скобелев С.Ф., Сулержицкий Л.Д.* Таласо-Ферганский разлом: Современные смещения в Чаткальском районе Тянь-Шаня // Докл. АН СССР. 1987. Т. 296, № 5. С. 1173–1176.
56. *Вавилов Н.И.* Ботанико-географические основы селекции. М.; Л.: Сельхозгиз, 1935. 60 с.
57. *Вавилов Н.И.* Избранные труды. Т. 5. Проблемы происхождения, географии, генетики, селекции растений, растениеводства и агрономии. М.; Л.: Наука, 1965. 786 с.
58. *Ван Зейст В., Боттема С.* Растительность и климат Западного Ирана и Восточной Турции в голоцене: Затруднения при датировании // Вопросы геологии голоцена. Ереван: Изд-во АН АрмССР, 1985. С. 28–38.
59. *Варданянц Л.А.* О происхождении озера Севан. Ереван: Изд-во АН АрмССР, 1948.
60. *Варущенко С.И., Варущенко А.Н., Клиге Р.К.* Изменение режима Каспийского моря и бессточных водоемов в палеовремени. М.: Наука, 1987. 240 с.
61. *Величко А.А., Лебедева И.М.* Опыт палеогляциологической реконструкции для Восточного Памира // Материалы гляциол. исслед: Хроника, обсуждения. 1974. Вып. 23. С. 109–117.
62. *Вернадский В.И.* Несколько слов о ноосфере // Успехи соврем. биологии. 1944. Т. 18, вып. 2. С. 118–120.
63. *Вигдорчик М.Е., Ауслендер В.Г., Долуханов П.М.* и др. Геохронологическое и ритмостратиграфическое расчленение плейстоцена северо-запада Русской равнины // Периодизация и геохронология плейстоцена. Л.: Недра, 1970.
64. *Вильгельм Г.* Древний народ хурриты. М.: Наука, 1992. 158 с.
65. *Виноградов И.В.* Среднее царство в Египте и нашествие гиксосов. Новое царство в Египте // История древнего мира. Кн. 1: Ранняя древность. М.: Наука, 1989. С. 258–291.
66. *Войтович В.С.* Природа Джунгарского глубинного разлома. М.: Наука, 1969. С. 115–174.
67. *Воронов А.А., Михайлова М.Б.* Боспор Киммерийский. М.: Искусство, 1983. 184 с.
68. *Воронцов Н.Н., Ляпунова Е.А.* Широкая изменчивость хромосом и вспышки хромосомного видообразования в сейсмически активных районах // Докл. АН СССР. 1984. Т. 277, № 1. С. 214–218.
69. *Вулли Л.* Ур халдеев. М.: Изд-во вост. лит., 1961. 256 с.
70. *Гамзрелидзе Т.В., Иванов В.В.* Индоевропейский язык и индоевропейцы. Т. 1, 2. Тбилиси: Изд-во Тбил. ун-та, 1984.
71. *Гансер А.* Геология Гималаев. М.: Мир, 1967. 362 с.
72. *Гапич В.А., Тимуш А.В., Чабдаров Н.М.* Сейсмодислокации Южного Казахстана. Алма-Ата: Ин-т сейсмологии АН КазССР, 1989. 51 с. Деп. в. ВИНТИ, № 2420-B89.
73. *Гарецкий Р.Г.* Тектоника молодых платформ Евразии. М.: Наука, 1972. 300 с.
74. Геолого-геоморфологические и сейсмологические изыскания по выбору пункта и площадки строительства Сирийской АЭС: Отчет АТЭП Минэнерго СССР. М., 1988. Т. VIII, IX. Рукопись.
75. *Герасимов М.Е., Коморный А.Ж., Кривченко Б.С.* и др. Результаты геолого-геофизических исследований на акватории Азовского моря // Геология нефти и газа. 1978. № 4. С. 49–55.
76. *Геродот.* История. М.: Ладомир-АСТ, 1999. 740 с.
77. *Гетман И.Ф.* Сверхдолгосрочный прогноз уровня Каспийского моря с использованием геологофизических факторов // Глобальные изменения природной среды. М.: Научный мир, 2000. С. 237–254.
78. *Гильгамеш* / Пер. Н. Гумилева. СПб.: Изд. З.И. Гржебина, 1919. 78 с.
79. Глобальные изменения природной среды. М.: Научный мир, 2000. 304 с.
80. Гоби-Алтайское землетрясение / Под ред. Н.А. Флоренсова и В.П. Солоненко. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 391 с.

81. *Гогичайшвили Л.К.* Растительность низин и предгорий Восточной Грузии и ее заселение в среднем голоцене // Вопросы геологии голоцена. Ереван: Изд-во АН АрмССР, 1985. С. 91–96.
82. *Голинский Г.Л.* Определение основных параметров сильных землетрясений для оценки сейсмической опасности территории Туркменистана. Автореф. дис. ... канд. физ.-мат. наук. М., 2000. 28 с.
83. *Голинский Г.Л., Кондорская Н.В., Захарова А.И.* и др. Каспийское землетрясение 6 марта (1986 г.) // Землетрясения в СССР в 1986 г. М.: Наука, 1989. С. 58–77.
84. *Голубов Б.Н.* Особенности современной геодинамической активности Арало-Каспийского региона // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1994. № 6. С. 96–100.
85. *Гомер.* Одиссея. Пер. В. Жуковского. М.: Моск. рабочий, 1982. 350 с.
86. *Горелов С.К., Курбанов М., Тагиев В.* Геоморфологические исследования на Ашхабадском геофизическом полигоне // Современные движения земной коры. № 4. М.: ВИНТИ, 1968. С. 155–166.
87. *Горшков В.Г.* Физические и биологические основы устойчивости жизни. М.: ВИНТИ, 1995. 471 с.
88. *Горькавый Н.Н., Левицкий Л.С., Тайдакова Т.А.* и др. О корреляции графиков угловой скорости вращения Земли и модуля ее временной производной с частотой землетрясений в зависимости от их магнитуды // Физика Земли. 1994. № 10. С. 33–38.
89. *Горькавый Н.Н., Левицкий Л.С., Тайдакова Т.А.* и др. О зависимости корреляции между региональной сейсмичностью Земли и неравномерностью ее вращения от глубины очагов землетрясений // Там же. 1999. № 10. С. 52–66.
90. *Гохберг М.Б., Рожожин Е.А., Гусева Т.В.* и др. Реакция геологических структур на импульсное воздействие крупных взрывов // Геотектоника. 1988. № 5. С. 3–14.
91. *Григорьев С.А.* Древние индоевропейцы. Опыт исторической реконструкции. Челябинск, 1999. 400 с.
92. *Грозный Б.* Хеттские народы и языки // Вестн. древ. истории. 1938. № 2.
93. *Гросвальд М.Г.* Развитие рельефа Саяно-Тувинского нагорья. М.: Наука, 1965. 166 с.
94. *Гулиев И.С., Павленкова Н.И., Раджабов М.М.* Зона регионального разуплотнения в осадочном чехле Южно-Каспийской впадины // Литология и полез. ископаемые. 1988. № 5. С. 130–136.
95. *Гумилев Л.Н.* Гетерогенность увлажнения Евразии в средние века // Вестн. ЛГУ. 1966(а). № 18. С. 81–90.
96. *Гумилев Л.Н.* Открытие Хазарии. М.: Наука, 1966(б). 160 с.
97. *Гумилев Л.Н.* Этногенез и биосфера Земли. Л.: Гидрометеоиздат, 1990(а). 528 с.
98. *Гумилев Л.Н.* География этноса в исторический период. Л.: Наука, 1990(б). 280 с.
99. *Гумилев Л.Н.* От Руси до России. М.: Сварог и К, 1998. 336 с.
100. *Гумилев Л.Н.* Зигзаг истории // Открытие Хазарии. М.: Рольф, 2001. С. 251–362.
101. *Гусева Т.В., Лукк А.А., Трапезников Ю.А., Шевченко В.И.* Светодальномерные измерения на Гармском геодинамическом полигоне // Докл. РАН. 1993. Т. 330, № 4. С. 476–479.
102. *Гущенко О.И.* Метод кинематического анализа структур разрушения при реконструкции тектонических полей напряжений // Поля напряжений и деформаций в литосфере. М.: Наука, 1979. С. 7–25.
103. Дагестанское землетрясение 14 мая 1970 г. М.: Наука, 1981. 260 с.
104. *Даниленко В.Н.* Неолит Украины. Киев: Наук. думка, 1969.
105. *Даниленко В.Н.* Энеолит Украины. Киев: Наук. думка, 1974.
106. *Данилов-Данильян В.И., Лосев К.С.* Экологический вызов и устойчивое развитие. М.: Прогресс-Традиция, 2000. 416 с.
107. *Девяткин Е.В.* Проблемы меридиональной корреляции палеогеографических событий плейстоцена Азии (теоретические аспекты) // Четвертичный период: Методы исследования, стратиграфия и экология. Тез. VII Всесоюз. совещ. Т. I. Таллинн: Изд-во АН Эстонии, 1990. С. 176.
108. *Девяткин Е.В.* Меридиональный анализ экосистем плейстоцена Азии (Основные проблемы) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1993. Т. 1, № 4. С. 77–83.
109. *Дергунов А.Б.* Структуры сжатия и растяжения на востоке Алтая в четвертичное время // Геотектоника. 1972. № 3. С. 99–110.
110. *Джавахишвили А.И.* Строительное дело и архитектура поселений Южного Кавказа в V–III тыс. до н.э. Тбилиси: Мецниереба, 1973. 400 с.
111. *Джалалян С.* Путешествие по Великой Армении. Т. 2. Тифлис, 1858.

112. Джрбашян Р.Т., Меликсетян Х.Б., Мнацаканян А.Х. Особенности коллизионного вулканизма Малого Кавказа // Тез. I Всерос. петрогр. совещ. «Магматизм и геодинамика». Уфа, 1995. С. 70–71.
113. Диденко-Кислицина Л.К. Новейшая тектоника Джунгарского Алатау // Геология и металлогения Джунгарского Алатау. Алма-Ата: Наука, 1966.
114. Додонов А.Е. Четвертичный период Средней Азии: Стратиграфия, корреляция, палеогеография. М.: ГЕОС, 2002. 254 с.
115. Доклад майора Воскобойникова генералу Головину (параграф 496 от 25.11.1840, № 210) // Акты, собранные Кавказской археологической комиссией. Тифлис, 1840. (Арх. Гл. упр. Наместника Кавказского: Т. IX).
116. Долуханов П.М. Палеоэтнические процессы на территории Передней Азии и Кавказа по данным археологии и смежных дисциплин // Междисциплинарные исследования культурогенеза и этногенеза Армянского нагорья и сопредельных областей. Ереван: Изд-во Ерев. ун-та, 1990. С. 116–125.
117. Дотдугев С.И. Карта динамических систем разрывных нарушений Центрального Кавказа. Масштаб 1:500000. Ессентуки: ПГО «Севкавказгеология», 1982.
118. Дотдугев С.И. О покровном строении Большого Кавказа // Геотектоника. 1986. № 5. С. 94–106.
119. Дроздов О.А. О структуре и возможных причинах колебаний температуры и увлажнения в голоцене // Проблемы палеогеографии и палеоклиматологии. Л.: Изд-во ЛГУ, 1982. С. 42–55.
120. Думитрашко Н.В., Лиленберг Д.А., Будагов Б.А. Рельеф и новейшая тектоника Юго-Восточного Кавказа. М.: Изд-во АН СССР, 1961. 118 с.
121. Дьяконов И.М. Языки древней Передней Азии. М.: Наука, 1967.
122. Дьяконов И.М. Предыстория армянского народа. Ереван: Изд-во АН АрмССР, 1968. 250 с.
123. Дьяконов И.М. О прародине носителей индоевропейских диалектов. II, 3. Прародина и миграции // Вестн. древ. истории. 1982. № 4. С. 11–25.
124. Дьяконов И.М. Города-государства Шумера // История древнего мира. Кн. 1: Ранняя древность. М.: Наука, 1989. С. 57–72.
125. Дьяконов И.М. Алародия // Вестн. древ. истории. 1995(а). № 1. С. 116–123.
126. Дьяконов И.М. Прародина индоевропейцев // Там же. 1995(б). № 1. С. 123–130.
127. Жидков М.П., Лихачева Э.А., Трифонов В.Г. Оценка положения городов относительно активных разломов на Русской равнине // Изв. РАН. Сер. геогр. 1999. № 2. С. 51–57.
128. Заблоцка Ю. История Ближнего Востока в древности. М.: Наука, 1989. 416 с.
129. Заррина Е.П. Стратиграфия и геохронология позднего плейстоцена северо-запада европейской части СССР. Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Таллин, 1971. 25 с.
130. Захаров С.А. О характере неотектоники Таджикской депрессии // Неотектоника и сейсмостектоника Таджикистана. Душанбе: Дониш, 1969. С. 3–19.
131. Иванов В.В. О взаимодействии индоевропейских и северокавказских диалектов в ареале Армянского нагорья ок. III–I тыс. до н.э. // Междисциплинарные исследования культурогенеза и этногенеза Армянского нагорья и сопредельных областей. Ереван: Изд-во Ерев. ун-та, 1990. С. 137–144.
132. Иванова Т.П. Применение космогеологических методов в сейсмостектонических исследованиях // Исслед. Земли из космоса. 1984. № 4. С. 46–52.
133. Иванова Т.П., Трифонов В.Г. Сочетание дистанционных и наземных методов исследования молодых складчатых деформаций западного погружения Копетдага // Исследование природной среды космическими средствами: Геология и геоморфология. М.: ВИНТИ, 1976. Т. 5. С. 114–122.
134. Иванова Т.П., Трифонов В.Г. Новые аспекты соотношений тектоники и сейсмичности // Докл. РАН. 1993. Т. 331, № 5. С. 587–589.
135. Иванова Т.П., Трифонов В.Г. Сейсмогенерирующие свойства верхнекорового слоя // Тектоника и геодинамика: Общие и региональные аспекты. Т. 1. М.: ГЕОС, 1998. С. 219–222.
136. Иванова Т.П., Трифонов В.Г. Сейсмостектоника и современные колебания уровня Каспийского моря // Геотектоника. 2002. № 2. С. 27–42.
137. Иванчук П.П. Гидровулканизм в осадочном чехле земной коры. М.: Недра, 1994. 160 с.
138. Игнатов П.А., Лыхин А.Г. Предпосылки для концентрации радона в подземных водах Московской синеклизы // Изв. вузов. Геология и разведка. 1998. № 3. С. 87–93.

139. Изменение климата и ландшафтов за последние 65 миллионов лет. М.: ГЕОС, 1999. 262 с.
140. *Иосиф Флавий*. Иудейские древности. Т. 2. Ростов н/Д: Феникс, 1999. 640 с.
141. *Исаев А.С., Коровин Г.Н., Сухих В.И.* и др. Экологические проблемы поглощения углекислого газа посредством лесовосстановления и лесоразведения в России. М.: Центр экол. политики России, 1995. 156 с.
142. История Византии. Т. 1–3. М.: Наука, 1967.
143. История древнего мира. Кн. 1. Ранняя древность. М.: Наука, 1989. 472 с.
144. *Кадыров Ш.* Ашхабадская катастрофа. Ашхабад: Туркменистан, 1990. 64 с.
145. *Каплин П.А., Селиванов А.О.* Изменения уровня морей России и развитие берегов: Прошлое, настоящее и будущее. М.: ГЕОС, 1999. 299 с.
146. *Карапетов С.С., Сонин И.И., Хаин В.Е.* О некоторых важнейших особенностях строения и развития Афгано-Памирского сегмента альпийского складчатого пояса Евразии // Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология. 1975. № 5. С. 38–46.
147. *Карапетян К.И.* Верхнеплиоцен-четвертичные магматические формации и вулканизм Армении // Изв. АН АрмССР. Науки о Земле. 1966. № 3. С. 12–17.
148. *Карапетян Н.К.* Механизм возникновения землетрясений Армянского нагорья. Ереван: Изд-во АН АрмССР, 1986. 228 с.
149. *Карапетян Н.К.* Сейсmodинамика и механизм возникновения землетрясений Армянского нагорья. Ереван: Изд-во АН АрмССР, 1990. 264 с.
150. *Караханян А.С.* Каталог сильных исторических землетрясений Армянского нагорья. Ереван: НИК «Геориск», 1999.
151. *Караханян А., Багдасарян А., Аракелян С.* и др. Оползни: Опасность и риск; Географическая информационная система по оценке опасности и риска от оползней в Республике Армения. Ереван: UNDP, 2000. 274 с.
152. *Караханян А.С., Трифонов В.Г., Азизбекян О.Г., Хондкарян Д.Г.* Соотношения позднечетвертичной тектоники и вулканизма в Ханарасарской зоне активных разломов (Армянское нагорье) // Теоретические и региональные проблемы геодинамики. М.: Наука, 1999. С. 136–152.
153. *Караханян А.С., Харазян Э.Х., Аветисян С.А.* Хонарасар-Цхукская региональная зона активных сдвиговых дислокаций // Изв. АН АрмССР. Науки о Земле. 1989. Т. 42, № 4. С. 45–49.
154. *Караханян Г.О., Сафян П.Г.* Наскальные изображения Сюника. Ереван: Изд-во АН АрмССР, 1970. 394 с.
155. Карта современных вертикальных движений земной коры по геодезическим данным на территории Казахстана / Под ред. В.М. Сигалова. М.: ГУГК, 1985.
156. Карта современных вертикальных движений территории СССР. М.: ГУГК, 1992.
157. *Карякин Ю.В.* Геодинамика формирования вулканических комплексов Малого Кавказа. М.: Наука, 1989. 150 с.
158. Каспийское море. Гидрология и гидрохимия. М.: Наука, 1986. 261 с.
159. Каталог землетрясений ($M \geq 5,5$) территории Республики Армения и сопредельных районов. Ереван: НССЗ, 1998.
160. Каталог сильных землетрясений территории Ирана. Тегеран: Иран. ун-т, 1996. На перс. яз.
161. Каталог сильных землетрясений Туркменистана за 1904–1947 гг. // Исследование земной коры Туркменистана геофизическими методами / Под ред. О.А. Одекова. Ашхабад: Ылым, 1978. 200 с.
162. *Кафтан В.И., Серебрякова Л.И.* Геодезические методы для решения геодинамических задач (современные движения земной коры). М.: ВИНТИ, 1990. 152 с. (Сер. геодезия и аэросъемка; № 28).
163. *Кафтан В.И., Татевян С.К.* Уровень Каспийского моря, вращение Земли и солнечная активность // Космическая геодезия и современная геодинамика. М.: Изд-во МИД РФ, 1996. С. 122–133.
164. *Квавадзе Э.В., Джейранашвили В.Г.* Голоценовая история развития растительности Гагрского хребта и его предгорий // Вопросы геологии голоцена. Ереван: Изд-во АН АрмССР, 1985. С. 103–108.
165. *Келлер А.А., Кувакин В.И.* Медицинская экология. СПб.: Петроградский и К°, 1998. 256 с.
166. *Келлер В.* Библия как история. М.: КРОН-ПРЕСС, 1998. 480 с.
167. *Кесь А.С.* К вопросу о верхнечетвертичной истории системы Аму-Дарья–Сарыкамыш–Узбой // Тр. Комис. по изуч. четвертич. периода. 1957. № 13. С. 188–200.

168. *Кесь А.С., Костюченко В.П., Лисицина Г.Н.* История заселения и древнее орошение Юго-Западной Туркмении. М.: Наука, 1980. 126 с.
169. *Кигурадзе Т.В.* Периодизация раннеземледельческой культуры Восточного Закавказья: Автореф. дис. ... канд. ист. наук. Тбилиси, 1975. 25 с.
170. *Клейн Л.С.* Ранние индоевропейцы на Кавказе и в Северопонтических степях // Междисциплинарные исследования культурогенеза и этногенеза Армянского нагорья и сопредельных областей. Ереван: Изд-во Ерев. ун-та, 1990. С. 162–175.
171. *Клиге Р.К., Данилов И.Д., Конищев В.Н.* История гидросферы. М.: Научный мир, 1998. 368 с.
172. *Клиге Р.К., Ковалевский В.С., Федорченко Е.А.* Влияние глобальных климатических изменений на водные ресурсы Волжского бассейна // Глобальные изменения природной среды. М.: Научный мир, 2000. С. 220–236.
173. *Климанов В.А.* Количественные характеристики климата на равнинных территориях СССР в позднеледниковье и голоцене // Четвертичный период: Методы исследования, стратиграфия и экология: Тез. VII Всесоюз. совещ. Т. II. Таллинн: Изд-во АН Эстонии, 1990. С. 67–68.
174. *Ковачев С.А., Кузин И.П., Соловьев С.Л.* Пространственное распределение микроземлетрясений во фронтальной части Эллинской дуги по данным донных сейсмографов // Геотектоника. 1991. № 2. С. 76–83.
175. *Кондратьев К.Я., Донченко В.К.* Экодинамика и геополитика. Т. 1. Глобальные проблемы. СПб., 1999. 1040 с.
176. *Кондратьев К.Я., Романюк Л.П.* Устойчивое развитие: Концептуальные аспекты // Изв. РГО. 1996. № 6. С. 1–12.
177. *Копп М.Л.* О происхождении поперечных складчатых зон эпигеосинклинальных поясов (на примере восточной части Альпийского пояса Евразии) // Геотектоника. 1979. № 2. С. 94–107.
178. *Копп М.Л.* Структуры латерального выжимания в Альпийско-Гималайском коллизиионном поясе. М.: Научный мир, 1997. 314 с.
179. *Копп М.Л., Расцветаев Л.М., Трифонов В.Г.* Тектонические трещины, образовавшиеся при голоценовых землетрясениях Центрального Копетдага и его предгорий // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1964. № 7. С. 59–69.
180. *Коробков А.Г., Николаев В.Г.* Илякский разлом по данным сейсморазведки // Современная геодинамика и глубинное строение территории СССР. М.: Наука, 1990. С. 48–53.
181. Корреляция тектонических событий новейшего этапа развития Земли. М.: Наука, 1985. 174 с.
182. *Костенко Н.П.* Развитие складчатых и разрывных деформаций в орогенном рельефе. М.: Недра, 1972. 320 с.
183. *Красилов В.А.* Метаэкология. М.: ПИН РАН, 1997. 208 с.
184. *Краснопевцева Г.В.* Глубинное строение Кавказского сейсмоактивного региона. М.: Наука, 1984. 109 с.
185. *Кубасов И.М., Кубасова А.А.* Подвиг и трагическая судьба князя А.Черкасского (1714–1717 гг.). Ашхабад: Ылым, 1992. 120 с.
186. *Кузнецова К.И.* Сейсмичность как выражение современного тектогенеза. Дис. ... д-ра физ.-мат. наук. М., 1995. 58 с.
187. *Курбанов М.К., Ржаницын В.А.* Структура земной коры Западного Туркменистана по комплексу геолого-геофизических данных // Геотектоника. 1982. № 5. С. 64–73.
188. *Курдюков К.В.* Современные разломы вдоль подножий Джунгарского Алатау // Природа. 1953. № 12. С. 100–102.
189. *Курскеев А.К., Тимуш А.В.* Альпийский тектогенез и сейсмогенные структуры. Алмата: Наука, 1987. 158 с.
190. *Куфтин Б.А.* Урартский «колумбарий» у подошвы Арарата и куро-араксский энеолит // Вестн. Гос. музея Грузии АН ГССР. 1944. Т. XIII-В. С. 1–83.
191. *Кучай В.К.* Зонный орогенез и сейсмичность. М.: Наука, 1981. 164 с.
192. *Кучай В.К., Певнев А.К., Гусева Т.В.* О современных тектонических движениях в зоне Вахшского надвига // Докл. АН СССР. 1978. Т. 240, № 3. С. 673–676.
193. *Кучай В.К., Трифонов В.Г.* Молодой левый сдвиг в зоне Дарваз-Каракульского разлома // Геотектоника. 1977. № 3. С. 91–105.
194. *Кушнарева К.Х.* Южный Кавказ в IX–II тыс. до н.э. СПб.: Петербургское востоковедение, 1993. 312 с.

195. Кушнарева К.Х., Чубинишвили Т.Н. Древние культуры Южного Кавказа. Л.: Наука, 1970.
196. Леви К.Г., Язев С.А., Задонина Н.В. и др. Современная геодинамика и гелиодинамика. Иркутск: Изд-во ИрГТУ, 2002. 182 с.
197. Леглер В.А., Пржиалговская И.А. Взаимодействие Индийской и Азиатской литосферных плит и тектоника Таджикской депрессии // Строение литосферных плит: Взаимодействие плит и образование структур земной коры. М.: ИО АН СССР, 1979. С. 125–188.
198. Леонов Ю.Г., Антипов М.П., Волож Ю.А. и др. Геологические аспекты проблемы колебаний уровня Каспийского моря // Глобальные изменения природной среды. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 1998. С. 30–57.
199. Лилиенберг Д.А. Тенденции современной эндодинамики Каспия и изменения уровня моря // Докл. РАН. 1993. Т. 331, № 6. С. 745–750.
200. Лилиенберг Д.А. Новые подходы к оценке современной эндодинамики Каспийского региона и вопросы ее мониторинга // Изв. РАН. Сер. геогр. 1994. № 2. С. 16–35.
201. Линч Х.Ф.Б. Армения. Путевые заметки и этюды. Т. 1. Тифлис: Торговый дом «И.Е. Питов и К°», 1910. 597 с.
202. Лис Дж.М. Современные движения на Среднем Востоке // Живая тектоника. М.: Изд-во иностр. лит., 1957. С. 274–281.
203. Лобацкая Р.М., Кофф Г.Л. Разломы литосферы и чрезвычайные ситуации. М.: Рос. экол. федерал. информ. агентство, 1997. 196 с.
204. Ломоносов И.С., Пампура В.Д. Геохимические критерии ювенильности современных гидротерм Байкальского рифта и Восточно-Камчатской вулканической зоны // Тектоника и сейсмичность континентальных рифтовых зон. М.: Наука, 1978. С. 71–77.
205. Лосев К.С. Экологические проблемы и перспективы устойчивого развития России в XXI веке. М.: Космосинформ, 2001. 400 с.
206. Лосев К.С., Ананичева Н.Д. Экологические проблемы России и сопредельных территорий. М.: Ноосфера, 2000. 288 с.
207. Лукина Н.В. Некоторые черты неотектонической структуры Большого Кавказа // Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода. 1983. № 52. С. 29–41.
208. Лукина Н.В. Алтае-Саянская область новейшего торшения континентальной литосферы. Байкальская внутриконтинентальная рифтовая система // Неотектоника и современная геодинамика подвижных поясов. М.: Наука, 1988. С. 276–326.
209. Лукина Н.В., Лялько В.И., Макаров В.И. и др. Предварительные результаты спектротрического исследования зон разломов Файзабадского и Фрунзенского полигонов // Исслед. Земли из космоса. 1991. № 6. С. 82–92.
210. Лукьянов А.В. Горизонтальные движения по разломам, происходящие при современных катастрофических землетрясениях // Разломы и горизонтальные движения земной коры. М.: Изд-во АН СССР, 1963. С. 34–112.
211. Лукьянов А.В. Структурные проявления горизонтальных движений земной коры. М.: Наука, 1965. 212 с.
212. ЛХП. Памятные записи армянских рукописей XV в. Ч. 1: (1401–1450 гг.) / Сост. Л. Хачинян. Ереван: Изд-во АН Арм. ССР, 1955.
213. Любищев А.А. Генетика и этика // Эфроимсон В.П. Генетика этики и эстетики. СПб.: Талисман, 1995. С. 255–276.
214. Ляпунова Е.А., Ахвердян М.Р., Воронцов Н.Н. Робертсоновский веер изменчивости хромосом у субальпийских полевок Кавказа (*Pitymys*, *Microtinae*, *Rodentia*) // Докл. АН СССР. 1988. Т. 298, № 2. С. 480–483.
215. Ляхтер В.М. Вариация сейсмического режима Земли под влиянием изменений длины солнечного цикла // Физика Земли. 2000. № 10. С. 93–96.
216. Макаров В.И. Новейшая тектоническая структура Центрального Тянь-Шаня. М.: Наука, 1977. 172 с.
217. Макаров В.И. Несогласия и фазы активизации тектонических движений (к палеотектонической интерпретации несогласий) // Проблемы глобальной корреляции геологических явлений. М.: Наука, 1980. С. 139–144.
218. Макаров В.И., Кожурин А.И., Нгуен Чонг Ем, Нгуен Дин Ту. Неотектоника Ханойской впадины и ее горного обрамления // Геотектоника. 1988. № 1. С. 55–63.
219. Макаров В.И., Кюнццель В.В., Авсюк Ю.Н. Энергетика экзогенных геологических процессов // Геоэкология. 1995. № 2. С. 3–26.

220. *Макаров В.И., Трифонов В.Г., Шукин Ю.К.* Отражение глубинной структуры складчатых областей на космических снимках // *Геотектоника*. 1974. № 3. С. 114–132.
221. *Макаров В.И., Трифонов В.Г., Шукин Ю.К.* и др. Тектоническая расчлененность литосферы новейших подвижных поясов. М.: Наука, 1982. 116 с.
222. *Малахов В.Д.* Морфология разломов на границе гор и межгорных впадин Северного Тянь-Шаня // *Сов. геология*. 1987. № 10. С. 78–84.
223. *Мартirosян А.А.* Армения в эпоху бронзы и раннего железа. Ереван, 1964.
224. *Мартirosян А.А.* Наскальные изображения Гегамских гор. Ереван: Изд-во АН АрмССР, 1981. 220 с.
225. *Мартьянов А.И.* Археология. М.: Высш. шк., 1996. 416 с.
226. *Массон В.М.* Поселение Джейтун (проблема становления производящей экономики). Л.: Наука, 1971. 208 с.
227. *Массон В.М.* Ритмы культурогенеза и концепция ранних комплексных обществ // *Вестн. Рос. гуманитар. научн. фонда*. 1998. № 3. С. 1–6.
228. *Массон В.М.* Первые цивилизации и всемирная история. Уфа: Восточный университет, 1999. 84 с.
229. *Межлумян С.К.* Формы хозяйства и географическая среда // *Междисциплинарные исследования культурогенеза и этногенеза Армянского нагорья и сопредельных областей*. Ереван: Изд-во Ерев. ун-та, 1990. С. 225–233.
230. *Межлумян С.* Одомашненная лошадь на Армянском нагорье // *Этюдн*. 1992. С. 24–26.
231. *Мелекесцев И.В.* Вулканизм и рельефообразование. М.: Наука, 1980. 212 с.
232. *Мелекесцев И.В., Миллер Т.П.* Источник кислотного пика 1645 г. до н.э. в Гренландском ледниковом щите – кальдерообразующее извержение Аниакчак (п-ов Аляска, США // *Вулканология и сейсмология*. 1997. № 2. С. 32–35.
233. *Меликишвили Г.А.* Урартские клинообразные надписи. М.: Наука, 1960. 430 с.
234. *Мелларт Дж.* Древнейшие цивилизации Ближнего Востока. М.: Наука, 1982. 152 с.
235. *Мельников Е.К., Рудник В.А., Мусийчук Ю.И., Рымарев В.И.* Патогенное воздействие зон активных разломов земной коры Санкт-Петербургского региона // *Геозология*. 1994. № 4. С. 50–69.
236. *Миланкович М.* Математическая климатология и астрономическая теория колебаний климата. М.; Л.: ГОНТИ, 1939. 194 с.
237. *Милановский Е.Е.* Геологическое строение и история формирования Севанской впадины: Дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М., 1953. 786 с. Рукопись.
238. *Милановский Е.Е.* Новейшая тектоника Кавказа. М.: Недра, 1968. 483 с.
239. *Милановский Е.Е.* Пульсации и расширение Земли – возможный ключ к пониманию ее тектонического развития и вулканизма в фанерозое // *Природа*. 1978. № 7. С. 22–34.
240. *Милановский Е.Е.* Катастрофа на вулканическом острове // *Там же*. 1988. № 6. С. 55–58.
241. *Милановский Е.Е.* И снова Атлантида // *Наука в России*. 1996. № 3 (93). С. 42–50.
242. *Милановский Е.Е., Расцветаев Л.М., Кухмаров С.У.* и др. Новейшая геодинамика Эльбурско-Минераловодской области Северного Кавказа // *Геодинамика Кавказа*. М.: Наука, 1989. С. 99–105.
243. *Мкртчян К.А., Трифонов В.Г., Флоренский П.В.* «Картинная галерея» каменного века // *Природа*. 1969. № 3. С. 78–79.
244. *Мнацаканян А.О.* Древние повозки из курганов бронзового века на побережье оз. Севан // *Сов. археология*. 1960. № 2. С. 136–152.
245. *Мнацаканян А.О.* Лчашенские курганы // *КСИА*. 1961. Вып. 85.
246. *Мовсес Хоренаци.* История Армении. Ереван: Айастан, 1990. 291 с.
247. *Молчанов А.А.* Таинственные письма первых европейцев. М.: Наука, 1980. 119 с.
248. *Монин А.С.* Численные эксперименты по формам мантийной конвекции // *Докл. АН СССР*. 1987. Т. 295, № 5. С. 1080–1083.
249. *Москвитин А.И.* Вюрмская эпоха (неоплейстоцен) в европейской части СССР. М.: Изд-во АН СССР, 1950.
250. *Мострюков А.О., Петров В.А.* Каталог механизмов очагов землетрясений 1964–1990 гг. // *Материалы МЦДВ РАН, НГК*. М., 1994. 88 с.
251. *Мунчаев Р.М.* Бронзовые псалии майкопской культуры и проблема возникновения коневодства на Кавказе // *Кавказ и Восточная Европа в древности*. М.: Наука, 1973. С. 71–77.
252. *Мунчаев Р.М.* Энеолит Кавказа // *Энеолит СССР*. М.: Наука, 1982.

253. *Мурзаева В.Э.* Палеоклиматические изменения и связанные с ними проблемы четвертичного осадконакопления // Четвертичная геология Зарубежной Азии. М.: Наука, 1991. С. 150–191.
254. *Мурзаева В.Э., Коноплева В.И., Девяткин Е.В., Серебрянный Л.П.* Плиоциальные обстановки позднего плейстоцена и голоцена в аридной зоне Азии и Африки // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1984. № 5. С. 15–24.
255. *Мягков С.М.* География природного риска. М.: Изд-во МГУ, 1995. 224 с.
256. Наше общее будущее. М.: Прогресс, 1989. 374 с.
257. *Невесский Е.Н.* Процессы осадкообразования в прибрежной зоне моря. М.: Наука, 1967.
258. *Нейштадт М.И.* К вопросу о некоторых движениях и разделении голоцена // Вопросы геологии голоцена. Ереван: Изд-во АН АрмССР, 1985. С. 20–27.
259. *Несмеянов С.А., Измайлов Я.А.* Тектонические деформации Черноморских террас Кавказского побережья России. М.: ПНИИИС, 1995. 239 с.
260. *Никонов А.А.* Молодое складкообразование в центральной части Афгано-Таджикской депрессии // Изучение современных движений земной коры на стационарных геофизических полигонах. Ашхабад: Изд-во АН ТССР, 1970. С. 241–248.
261. *Никонов А.А.* Голоценовые и современные движения земной коры: Геолого-геоморфологические и сейсмотектонические вопросы. М.: Наука, 1977. 240 с.
262. *Никонов А.А.* Современные движения земной коры. М.: Наука, 1979. 184 с.
263. *Никонов А.А.* Новейшая тектоника района Рогунской ГЭС в Таджикистане // Геотектоника. 1988. № 6. С. 113–121.
264. *Никонов А.А.* Признаки молодой тектонической активности в зонах Южно-Азовского и Керченского разломов // Там же. 1994. № 5. С. 16–27.
265. *Никонов А.А.* Гибель античных городов Диоскурии и Себастополиса как результат сейсмических воздействий // Геоэкология. 1997. № 4. С. 104–115.
266. *Никонов А.А.* Затопленные остатки античных сооружений по берегам Боспора Киммерийского (в связи с проблемой изменения уровня моря) // Рос. археология. 1998. № 3. С. 57–66.
267. *Никонов А.А., Ваков А.В., Веселов И.А.* Сейсмотектоника и землетрясения зоны сближения Памира и Тянь-Шаня. М.: Наука, 1983. 240 с.
268. *Никонов А.А., Веселов И.А., Ваков А.В.* Деформации древних ирригационных каналов как показатель сейсмотектонических движений по крупным зонам разломов северного фланга Памира // Прогноз больших сейсмических воздействий. М., 1984. С. 137–147. (Вопр. инж. сейсмологии; Т. 25).
269. *Никонов А.А., Пахомов М.М.* Древнейшие оледенения Памира // Антропоген Евразии. М.: Наука, 1984. С. 128–135.
270. *Никонов А.А., Пахомов М.М., Романова Е.А.* и др. Новые данные по палеогеографии позднего плейстоцена Памиро-Алая // Палеоклиматы и оледенения в плейстоцене. М.: Наука, 1989. С. 117–125.
271. *Никонов А.А., Шолохов В.В.* Геологические и геоморфологические признаки молодого правого сдвига в зоне Центрально-Устюртского разлома // Докл. РАН. 1995. Т. 345, № 6. С. 786–790.
272. Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР с древнейших времен до 1975 г. / Под ред. Н.В. Кондорской и Н.В. Шебалина. М.: Наука, 1977. 356 с.
273. *Оганесян В.Э.* Серебряный кубок из Карашамба // Ист.-филол. журн. Ереван, 1988. № 4.
274. *Оганесян П., Абрамян А.* Хрестоматия истории армянского народа. Т. 1. Ереван: Изд-во полит. лит., 1981. 235 с.
275. *Османова С.Р.* Археологические памятники на затопленной части Патрейского городища // Патрей: Материалы исследования. Вып. 1. М.: Ин-т археологии РАН, 1998. С. 33–52.
276. *Островский А.Б.* Стратиграфия, неотектоника и геологическая история плейстоцена Черноморского побережья Северо-Западного Кавказа (между Анапой и устьем р. Шахе): Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Ростов н/Д.: СКГУ, 1968. 18 с.
277. *Островский А.Б., Измайлов Я.А., Щеглов А.П.* и др. Новые данные о стратиграфии и геохронологии плейстоценовых морских террас Черноморского побережья Кавказа и Керченско-Таманской области // Палеогеография и отложения плейстоцена южных морей СССР. М.: Наука, 1977. С. 61–68.
278. От начала начал. Антология шумерской поэзии. Вступ. ст., пер., коммент., словарь В.К. Афанасьевой. СПб.: Петербургское востоковедение, 1997. 496 с., 32 ил.

279. Оценка сейсмической опасности территории ЗАО «Ванадзорский химический завод», ЗАО «Ванадзорский завод химических волокон» и ГЗАО «Ванадзорская ТЭЦ». Ереван: НССЗ, 1999. 87 с.
280. *Парфенов В.Д., Анохина Е.Н., Ременьяк Д.М.* Разрывные смещения и альпийские поля напряжений участка Чиркейского гидроузла. М.: Гидропроект, 1991. 30 с.
281. *Пашков Б.Р., Швольман В.А.* Рифтогенные окраины Тетиса на Памире // Геотектоника. 1979. № 6. С. 42–57.
282. *Певнев А.К.* Деформационный (геодезический) метод в проблеме прогноза землетрясений. Дис. ... д-ра техн. наук. М., 1999. 48 с.
283. *Певнев А.К., Гусева Т.В., Одинов Н.Н., Сапрыкин Г.В.* Закономерности деформаций земной коры в зоне сочленения Памира и Тянь-Шаня // Современные движения земной коры. Новосибирск: Наука, 1978. С. 86–92.
284. *Пейве А.В., Руженцев С.В., Буртман В.С., Суворов А.В.* Тектоника Памиро-Гималайского сектора Азии // Гималайский и альпийский орогенез. М.: Недра, 1964. С. 156–172.
285. *Пинхасов Б.И.* Новейшая тектоника Южно-Аральского региона. Ташкент: Фан, 1984. 180 с.
286. *Пиотровский Б.Б.* Ванское царство. М.: Наука, 1959.
287. *Плахотный Л.Г., Пасынков А.А., Герасимов М.Е., Чир Н.М.* Разрывные нарушения Керченского п-ва // Геол. журн. 1989. № 5. С. 40–46.
288. *Плетнева С.А.* Хазары. М.: Наука, 1986. 92 с.
289. *Полякова Т.П.* Сейсмичность центральной части Средиземноморского пояса. М.: Наука, 1985. 160 с.
290. *Поникаров В.П., Казьмин В.Г., Козлов В.В.* и др. Сирия. Л.: Недра, 1968. 216 с.
291. *Пономарев В.С., Трифонов В.Г.* Факторы тектогенеза // Актуальные проблемы тектоники океанов и континентов. М.: Наука, 1987. С. 81–94.
292. *Попков В.И.* Тектоника западной части Туранской плиты. М.: ИГИРГИ, 1992. 186 с.
293. *Пригожин И., Стенгерс И.* Порядок из хаоса. М.: Прогресс, 1986. 356 с.
294. Природные условия США в позднечетвертичное время. Поздний плейстоцен. Л.: Гидрометеиздат, 1986. 320 с.
295. *Пиенин Г.Н., Стекленков А.П., Черкинский А.Е.* Происхождение и возраст доголоценовых террас Арала // Докл. АН СССР. 1984. Т. 276, № 3. С. 675–679.
296. Развитие ландшафтов и климата Северной Евразии. Вып. 1. Региональная палеогеография. М.: Наука, 1993. 104 с.
297. *Разумов Г.А.* Гибель древних городов Диоскуриады и Севастополиса как результат абразионно-оползневых процессов // Геоэкология. 1997. № 4. С. 116–126.
298. *Расказов С.В.* Магматизм Байкальской рифтовой системы. Новосибирск: Наука, 1993. 288 с.
299. *Расцветаев Л.М.* Основные черты новейшей тектоники Копетдага // Новейшая тектоника, новейшие отложения и человек. М.: Изд-во МГУ, 1972. Сб. 3. С. 35–70.
300. *Расцветаев Л.М.* Некоторые особенности позднеальпийской структуры орогенических областей юга СССР и тектонические напряжения новейшего времени // Там же. 1973. Сб. 5. С. 57–107.
301. *Расцветаев Л.М.* Сдвиги и альпийская геодинамика Кавказского региона // Геодинамика Кавказа. М.: Наука, 1989. С. 106–111.
302. *Раукас В., Серебрянный Л.П.* Периодизация истории развития отложений на территории Восточно-Европейской равнины и сопредельных областей в верхнем плейстоцене // Периодизация и геохронология плейстоцена. Л.: Недра, 1970.
303. Реестр землетрясений, зарегистрированных на территории Китая с 780 г. до н.э. по 1976 г. Пекин: Гос. сейсмол. бюро, 1980. 30 с. На кит. яз.
304. *Резанов И.А.* Великие катастрофы в истории Земли. М.: Наука, 1972. 164 с.
305. *Резанов И.А.* Атлантида как объект научного исследования // Природа. 1988. № 6. С. 44–54.
306. *Реймерс Н.Ф.* Экология. М.: Россия Молодая, 1994. 367 с.
307. *Рейснер Г.И.* Стратиграфическое значение находки овернского мастодонта в долине р. Подкумок (Предкавказье) // Докл. АН СССР. 1986. Т. 289, № 6. С. 943–947.
308. *Ризниченко Ю.В.* Проблемы сейсмологии. Избр. тр. М.: Наука, 1985. 408 с.
309. *Рогожин Е.А.* Тектоническая позиция и геологические проявления Ашхабадского землетрясения 1948 г. // Физика Земли. 1994. № 9. С. 3–14.
310. *Рогожин Е.А., Богачкин Б.М., Нечаев Ю.В.* и др. Новые данные о древних сильных землетрясениях Горного Алтая // Там же. 1998. № 3. С. 75–81.

311. *Родкин М.В.* Палеозона субдукции в Южном Каспии – новые свидетельства и возможная роль во флюидодинамике региона // Общие вопросы тектоники. Тектоника России: Материалы 33-го Тектон. совещ. М.: ГЕОС, 2000. С. 431–434.
312. Россия в окружающем мире, 1998. М.: МНЭПУ, 1998. 316 с.
313. *Руженцев С.В.* Сдвиги Юго-Восточного Памира // Разломы и горизонтальные движения земной коры. М.: Изд-во АН СССР, 1963. С. 113–127.
314. *Руженцев С.В.* Тектоническое развитие Восточного Памира и роль горизонтальных движений в формировании его альпийской структуры. М.: Наука, 1968. 202 с.
315. *Рыбаков Б.А.* Язычество Древней Руси. М.: София, Гелиос, 2001. 744 с.
316. *Рыбаков Б.А.* Язычество древних славян. М.: София, Гелиос, 2002. 592 с.
317. *Рычагов Г.И.* Уровенный режим Каспийского моря за последние 10 000 лет // Вестн. МГУ. Сер. 5, География. 1993(а). № 2. С. 38–49.
318. *Рычагов Г.И.* Уровень Каспийского моря за историческое время // Там же. 1993(б). № 4. С. 42–49.
319. *Садчиков Т.А., Чепалыга А.Л.* Позднечетвертичная история лиманов Северо-Западного Причерноморья // Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода. 1999. № 63. С. 76–85.
320. *Сафронов В.А.* Проблема индоевропейской прародины. Орджоникидзе: Изд-во Сев.-Осет. ун-та, 1985.
321. *Саядян Ю.В.* Человек и среда в послеледниковое время в бассейне озера Севан и сопредельных областях // Вопросы геологии четвертичного периода Армении. Ереван: Изд-во АН АрмССР, 1983. С. 67–74.
322. *Саядян Ю.В.* Севан – природный «климатограф» голоцена // Вопросы геологии голоцена. Ереван: Изд-во АН АрмССР, 1985. С. 61–67.
323. *Свиточ А.А., Селиванов А.О., Янина Т.А.* Палеогеографические события плейстоцена Понто-Каспия и Средиземноморья (материалы по реконструкции и корреляции). М.: Изд-во МГУ, 1998. 292 с.
324. *Свиточ А.А., Янина Т.А.* Четвертичные отложения побережий Каспийского моря. М.: РАСХН, 1997. 267 с.
325. Сейсмостектоника и сейсмичность юго-восточной части Восточного Саяна. Новосибирск: Наука, 1975. 134 с.
326. *Селиванов А.О.* Изменения уровня мирового океана в плейстоцене-голоцене и развитие морских берегов. М.: Ин-т вод. пробл. РАН, 1996. 268 с.
327. *Селиванов А.О.* Природа, история, культура: Экологические аспекты культуры народов мира. М.: ГЕОС, 2000. 322 с.
328. *Сидоров В.А., Богдасарова М.В., Атанасян С.В.* и др. Современная геодинамика и нефтегазоносность. М.: Наука, 1989. 200 с.
329. *Симомян А.Е.* Культура эпохи средней бронзы северных районов Армянского нагорья: Автореф. дис. ... канд. ист. наук. Л., 1984. 25 с.
330. *Скворцов А.И.* Краткий анализ связи географии городов с тектоникой на Русской платформе // Сб. тр. ВНИИ систем. исслед. 1991. № 3. С. 30–33.
331. СНПА II-2.02–94. Строительные нормы Республики Армения. Сейсмостойкое строительство: Нормы проектирования. Ереван: Мин-во градостроительства РА, 1998. 42 с.
332. *Сокольский Н.И.* Кепы // Античный город. М.: Изд-во АН СССР, 1963. С. 97–114.
333. Специализированный каталог землетрясений Северной Евразии с древнейших времен до 1990 г. / Под ред. Н.В. Кондорской и В.И. Уломова. М.: ОИФЗ РАН, 1994. <http://WWW.SSGIS.RU/System of Data Bases>.
334. Сравнительное изучение цивилизаций: Хрестоматия / Сост. и ред. Б.С. Басов. М.: Аспект Пресс, 1999. 556 с.
335. *Страбон.* География. Л.: Наука, 1964. 943 с.
336. *Сытинский А.Д.* Связь сейсмичности Земли с солнечной активностью и атмосферными процессами. Л.: Гидрометеиздат, 1987.
337. *Таскаев В.Н.* Подводная археология и палеогеографическая реконструкция древнего Патрея // Патрей. Материалы исследования. Вып. 1. М.: Ин-т археологии РАН, 1998. С. 53–66.
338. *Татевян С.К.* Использование методов космической геодезии для современной геодинамики: Дис. ... д-ра техн. наук. М.: Ин-т астрономии РАН, 1998. 66 с.
339. *Тейяр де Шарден П.* Феномен человека. М.: Наука, 1987. 240 с.
340. *Тимофеев-Ресовский Н.В., Воронцов Н.Н., Яблоков А.В.* Краткий очерк теории эволюции. М.: Наука, 1969.

341. *Квалчрелидзе М.Г.* Геохронология голоценовых отложений южной части Колхидской низменности // Геохронология четвертичного периода. М.: Наука, 1989. С. 27.
342. *Тойнби А.Дж.* Постигание истории. М.: Прогресс, 1991. 732 с.
343. *Толстов С.П.* По древним дельтам Окса и Яксарта. М.: Изд-во АН СССР, 1962.
344. *Трифонов В.Г.* Аэрокосмические и наземные методы изучения молодых разрывных нарушений (на примере Копетдага) // Исследование природной среды космическими средствами: Геология и геоморфология. М.: ВИНТИ, 1976. Т. 5. С. 103–113.
345. *Трифонов В.Г.* Позднечетвертичный тектогенез. М.: Наука, 1983. 224 с.
346. *Трифонов В.Г.* Особенности развития активных разломов // Геотектоника. 1985. № 2. С. 16–26.
347. *Трифонов В.Г.* Неотектоника и актуализм // Современная геодинамика и глубинное строение территории СССР. М.: Наука, 1990. С. 3–16.
348. *Трифонов В.Г.* Стихийные бедствия в системе современных геодинамических процессов // Там же. 1990(6). С. 111–116.
349. *Трифонов В.Г.* Общие черты и особенности современной геодинамики континентов // Геодинамика и эволюция тектоносферы. М.: Наука, 1991. С. 144–160.
350. *Трифонов В.Г.* Неотектоника Евразии. М.: Научный мир, 1999. 254 с.
351. *Трифонов В.Г.* Активная тектоника и геоэкология // Проблемы геодинамики литосферы. М.: Наука, 1999 (6). С. 44–62.
352. *Трифонов В.Г.* Живые разломы земной коры // Сорос. образов. журн. 2001. Т. 4(68). С. 66–74.
353. *Трифонов В.Г., Востриков Г.А., Лыков В.И.* и др. Тектонические аспекты Кумдагского землетрясения 1983 г. в Западной Туркмении // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1986. № 5. С. 3–16.
354. *Трифонов В.Г., Востриков Г.А., Трифонов Р.В., Соболева О.В.* Активные разломы Евразии: геодинамический аспект // Тектонические и геодинамические феномены. М.: Наука, 1997. С. 174–195.
355. *Трифонов В.Г., Востриков Г.А., Трифонов Р.В.* и др. Современная геодинамика Альпийско-Гималайского пояса // Глобальные изменения природной среды. Новосибирск: СО РАН, НИЦ ИОГГМ, 1998. С. 85–94.
356. *Трифонов В.Г., Караханян А.С., Кожурин А.И.* Спитакское землетрясение как проявление современной тектонической активности // Геотектоника. 1990. № 6. С. 46–60.
357. *Трифонов В.Г., Кожурин А.И., Лукина Н.В.* Изучение и картирование активных разломов // Сейсмичность и сейсмическое районирование Северной Евразии. Т. 1. М.: РАН, 1993. С. 196–206.
358. *Трифонов В.Г., Макаров В.И.* Активные разломы (Монголии) // Неотектоника и современная геодинамика подвижных поясов. М.: Наука, 1988. С. 239–272.
359. *Трифонов В.Г., Макаров В.И.* Эксперимент «Тянь-Шань-Интеркосмос-88» // Земля и Вселенная. 1989. № 4. С. 30–34.
360. *Трифонов В.Г., Макаров В.И., Кожурин А.И.* и др. Аэрокосмическое изучение сейсмически опасных зон. М.: Наука, 1988. 134 с.
361. *Трифонов В.Г., Макаров В.И., Скобелев С.Ф.* Таласо-Ферганский активный правый сдвиг // Геотектоника. 1990. № 5. С. 81–90.
362. *Трифонов В.Г., Певнев А.К.* Современные движения земной коры по данным космической геодезии // Фундаментальные проблемы общей тектоники. М.: Научный мир, 2001. С. 374–401.
363. *Трифонов В.Г., Пономарев В.С.* Причины горообразования // Геодинамика внутриконтинентальных горных областей. Новосибирск: Наука, 1990. С. 336–341.
364. *Трифонов В.Г., Соболева О.В., Трифонов Р.В., Востриков Г.А.* Современная геодинамика Альпийско-Гималайского коллизионного пояса. М.: ГЕОС, 2002. 250 с.
365. *Трифонов В.Г., Трубихин В.М., Аджамян Ж.* и др. Левантская зона разломов на северо-западе Сирии // Геотектоника. 1991. № 2. С. 63–75.
366. *Трифонов В.Г., Эль-Хаур Ю.* Библийская легенда глазами геологов // Природа. 1988. № 8. С. 34–45.
367. *Трубихин В.М.* Палеомагнетизм и хронология климатических событий позднего голоцена Западной Туркмении // Геохронология четвертичного периода. Таллинн: АН Эстонии, 1989. С. 66.
368. *Туманян М.Г.* Основные этапы эволюции ячменей в Армении // Изв. АН АрмССР. 1948. Т. 1.

369. Удивительные эгейские царства / Пер. с англ. Т. Азаркович. М.: Терра, 1997. 168 с.
370. Уломов В.И., Полякова Т.П., Медведева Н.С. Динамика сейсмичности бассейна Каспийского моря // Физика Земли. 1999. № 12. С. 76–82.
371. Уломов В.И., Шумилина Л.С. Комплект карт общего сейсмического районирования территории Российской Федерации – ОСП-97. Масштаб 1:8 000 000. Объяснительная записка. М.: ОИФЗ РАН, 1999. 57 с.
372. Федоров Б.Г., Шилик К.К. Погребенная новочерноморская терраса на берегу Бугского лимана // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1968. № 3. С. 90–94.
373. Федоров П.В. Позднеплейстоценовая история Черного моря и развитие южных морей Европы // Палеогеография и отложения плейстоцена южных морей СССР. М.: Наука, 1977. С. 25–32.
374. Федоров П.В. Плейстоцен Понто-Каспия. М.: Наука, 1978. 168 с.
375. Федоров П.В. Последледниковая трансгрессия Черного моря и проблема изменений уровня океана за последние 15 000 лет // Колебания уровня морей и океанов за 15 000 лет. М.: Наука, 1982. С. 151–156.
376. Федоров П.В. Некоторые проблемы геологической истории Каспийского моря // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1994. Т. 2, № 2. С. 71–79.
377. Федотов С.А. О сейсмическом цикле, возможности количественного сейсмического районирования и долгосрочном сейсмическом прогнозе // Сейсмическое районирование СССР. М.: Наука, 1968. С. 121–150.
378. Фрай Р. Наследие Ирана. М.: Наука, 1972. 468 с.
379. Фрэзер Д.Д. Фольклор в Ветхом Завете. М.: Политиздат, 1989. 544 с.
380. Хилько С.Д., Балжинням И. Морфоструктура и сеймотектоника Северной Монголии // Сеймотектоника южных районов СССР. М.: Наука, 1978. С. 165–175.
381. Хилько С.Д., Курушин Р.А., Кочетков В.М. и др. Землетрясения и основы сейсмического районирования Монголии. М.: Наука, 1985. 225 с.
382. Холодов В.Н. Постседиментационные преобразования в элизионных бассейнах. М.: Наука, 1983. 152 с.
383. Холодов В.Н. К проблеме генезиса полезных ископаемых элизионных впадин. Сообщение 1. Южно-Каспийский элизионный бассейн // Литология и полез. ископаемые. 1990. № 6. С. 3–25.
384. Холодов В.Н. К проблеме генезиса полезных ископаемых элизионных впадин. Сообщение 2. Челекен-Боядагская гидротермальная система // Там же. 1991. № 2. С. 104–123.
385. Хромовских В.С. Сейсмогеология Южного Прибайкалья. М.: Наука, 1965. 121 с.
386. Чеботарева Н.С. Стратиграфия и геохронология валдайских отложений северо-запада Русской равнины // Стратиграфия, седиментология и геология четвертичного периода. М.: Наука, 1972.
387. Чеботарева Н.С., Макарычева И.А. Последнее оледенение Европы и его геохронология. М.: Наука, 1974. 216 с.
388. Чедия О.К. Морфоструктуры и новейший тектогенез Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1986. 247 с.
389. Чижевский А.Л. Земное эхо солнечных бурь. М.: Мысль, 1973. 350 с.
390. Шахатунянц О. Описание кафедральной церкви в Эчмиадзине и пяти Араратских областей. Т. 2. Эчмиадзин: Изд-во Арм. церкви, 1842. 380 с.
391. Шебалин Н.В., Арефьев С.С., Васильев В.Ю., Татевосян Р.Э. От сейсмичности площадей к структуре сейсмичности // Физика Земли. 1991. № 9. С. 20–28.
392. Шебалин Н.В., Крестников В.Н., Рустанович Д.Н. и др. Дагестанское землетрясение 14 мая 1970 года // Землетрясения в СССР в 1970 г. М.: Наука, 1973. С. 28–49.
393. Шевченко В.И., Гусева Т.В., Лукк А.А. и др. Современная геодинамика Кавказа (по результатам GPS измерений и сейсмологическим данным) // Изв. РАН. Физика Земли. 1999. № 9. С. 3–18.
394. Шерман С.И., Медведев М.Е., Ружиц В.В. и др. Тектоника и вулканизм юго-западной части Байкальской рифтовой зоны. Новосибирск: Наука, 1973. 136 с.
395. Шикломанов И.А. Гидрологические аспекты проблемы Каспийского моря. Л.: Гидрометеониздат, 1976. 80 с.
396. Шилик К.К. Изменения уровня Черного моря в позднем голоцене и палеотопография археологических памятников Северного Причерноморья античного времени // Палеогеография и отложения плейстоцена южных морей СССР. М.: Наука, 1977. С. 158–163.

397. Шилик К.К. Обнаружение двух античных городов на дне Керченского пролива // *Thracia Pontica*. Vol. IV. Sofia, 1991.
398. Шило Н.А. Природа колебаний уровня Каспия // Докл. АН СССР. 1989. Т. 305, № 2. С. 412–416.
399. Шило Н.А., Кривошей М.И. Взаимосвязь колебаний уровня Каспийского моря с напряжениями в земной коре // Вестн. АН СССР. 1989. № 6. С. 83–90.
400. Ширинян К.Г. Антропогенный вулканизм Армении // Вопросы вулканизма. М.: Изд-во АН СССР, 1962.
401. Шлезингер А.Е. Региональная сейсмостратиграфия. М.: Научный мир, 1998. 142 с.
402. Шнитников А.В. Изменчивость общей увлажненности материков Северного полушария М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1957. 337 с. (Зап. Геогр. об-ва СССР. Нов. сер. Т. 16).
403. Шопен И. Исторические памятники и состояние Армянской области в эпоху присоединения к Российской империи. СПб., 1852.
404. Шпенглер О. Закат Европы. Ростов н/Д: Феникс, 1998. 640 с.
405. Шульц С.С. Анализ новейшей тектоники и рельеф Тянь-Шаня. М.: Географгиз, 1948. 224 с.
406. Щербаков Ф.А. Отражение изменений уровня моря в разрезах позднечетвертичных морских отложений // Колебания уровня морей и океанов за 15 000 лет. М.: Наука, 1982. С. 112–120.
407. Щербаков Ф.А., Куприн П.Н., Забелина Э.К. и др. Палеогеография Азово-Черноморья в позднем плейстоцене и голоцене // Палеогеография и отложения плейстоцена южных морей СССР. М.: Наука, 1977. С. 51–60.
408. Энгельс Ф. Происхождение семьи, частной собственности и государства. М.: Партиздат ЦК ВКП(б), 1937. 244 с.
409. Эфроимсон В.П. Генетика этики и эстетики. СПб.: Талисман, 1995. 288 с.
410. Я открыто тебе сокровенное слово: Литература Вавилонии и Ассирии. М.: Худож. лит., 1981. 351 с.
411. Abich G. Geognostische Reize zum Ararat // Monatsber. Ges. Erdkunde Berlin. Ser. 2. 1846. Bd. 4. S. 1–47.
412. Active tectonics. Wash. (D.C.): Acad. press, 1986. 266 p.
413. Adiyaman O., Chorowisz J., Kose O. Relationships between volcanic patterns and neotectonics in Eastern Anatolia from analysis of satellite images and DEM // J. Volcanol. and Geotherm. Res. 1998. Vol. 85, N 1/4. P. 18–32.
414. Agraval D.P. A review of Quaternary palaeoclimatic research in Kashmir, India // INQUA. XIII Intern. Congr.: Abstracts. Beijing, 1991. P. 3.
415. Allen C.R. Geological criteria for evaluating seismicity // Bull. Geol. Soc. Amer. 1975. Vol.86. N 8. P. 1041–1057.
416. Allen C.R., Gillespie A.R., Han Yuan et al. Red River and associated faults, Yunnan Province, China: Quaternary geology, slip rates, and seismic hazard // Ibid. 1984. Vol. 95, N 6. P. 686–700.
417. Allen C.R., Luo Zhuoli, Qian Hong et al. Field study of a highly active fault zone: the Xianshuihe fault of southwestern China // Ibid. 1991. Vol. 103, N 9. P. 1178–1199.
418. Ambraseys N.N. The Buyin-Zara (Iran) earthquake of September 1, 1962: A Field Rep. // Bull. Seismol. Soc. Amer. 1963. Vol. 53, N 4. P. 705–740.
419. Ambraseys N.N. Some characteristic features of the Anatolian fault zone // Tectonophysics. 1970. Vol. 9. P. 143–165.
420. Ambraseys N.N. Studies in historical seismicity and tectonics // Geodynamics today. L.: Roy. Soc. publ., 1975. P. 7–16.
421. Ambraseys N.N. Engineering seismology // Earthquake Eng. and Struct. Dynamics. 1988. Vol. 17. P. 1–105.
422. Ambraseys N.N. Temporary seismic quiescence: SE Turkey // Geophys. J. 1989. Vol. 96, N 3. P. 311–333.
423. Ambraseys N.N. Reappraisal of the seismic activity in Cyprus: 1894–1991 // Boll. geofis. teor. ed Appl. 1992. Vol. 34, N 133. P. 41–80.
424. Ambraseys N.N. Seismicity and strain in the Gulf of Corinth (Greece) since 1694 // J. Earthquake Eng. 1997a. Vol. 1, N 3. P. 433–474.
425. Ambraseys N.N. The Krasnovodsk (Turkmenistan) earthquake of 8 July 1895 // Ibid. 1997b. Vol. 1, N 2. P. 293–317.
426. Ambraseys N.N. The earthquake of 1 January 1837 in Southern Lebanon and Northern Israel // Ann. Geofis. 1997c. Vol. 40, N 4. P. 923–935.

427. *Ambraseys N.N., Adams R.D.* Long-term seismicity of North Armenia // EOS. 1989. Vol. 70, N 10. P. 152–154.
428. *Ambraseys N.N., Finkel C.F.* The seismicity of Turkey and adjacent areas: A historical review. Istanbul: EREN, 1995. 240 p.
429. *Ambraseys N.N., Jackson J.A.* Faulting associated with historical and recent earthquakes in the Eastern Mediterranean Region // *Geophys. J. Intern.* 1998. Vol. 133, N 2. P. 390–406.
430. *Ambraseys N.N., Melville C.P.* A history of Persian earthquakes. N.Y.: Cambridge Univ. press, 1982. 219 p.
431. *Ambraseys N.N., Melville C.P., Adams R.D.* The seismicity of Egypt, Arabia and the Red Sea. Cambridge: Univ. press, 1994. 181 p.
432. *Ambraseys N.N., Moinfar A.* The seismicity of Iran: The Silakhor, Lurestan, earthquake of 23rd January, 1909 // *Ann. Geofis.* 1973. Vol. 26, N 4. P. 659–678.
433. *Ambraseys N.N., White D.* The seismicity of the Eastern Mediterranean Region 550–1 BC: A re-appraisal // *J. Earthquake Eng.* 1997. Vol. 1, N 4. P. 603–632.
434. *Angelier J., Lyberis N., Le Pichon X.* et al. The tectonic development of the Hellenic arc and the sea of Crete: A synthesis // *Tectonophysics.* 1982. Vol. 86, N 1/3. P. 159–196.
435. *Archaeoseismology* / Ed. S. Stiros and R.E. Jones. Athens: I.G.M.E. and the Brit. School at Athens; Oxford: Oxbow Books, 1996. 268 p. (Fitch Lab. Occas. Pap.; N 7).
436. *Armijo R., Tapponnier P.* Late Cenozoic right-lateral strike-slip faulting in Southern Tibet // *J. Geophys. Res.* 1989. Vol. 94, N B3. P. 2787–2838.
437. *Armijo R.R., Tapponnier P., Mercier J.L., Han T.* Quaternary extension in southern Tibet: Field observations and tectonic implication // *Ibid.* 1986. Vol. 91. P. 13803–13872.
438. *Arpat E., Saroglu F.* The East Anatolian fault system: Thoughts on its development // *Turkey Mineral Res. and Explor. Inst. Bull.* 1972. N 78. P. 33–39.
439. Atlas of active faults in China. Beijing: Seismol. press; XI'AN cartographic publ. house, 1989. 118 p.
440. *Avagyan A.* Estimation of the slip rates and the recurrence intervals of the strong earthquakes on the Pambak-Sevan-Sunik fault system (Armenia). Segmentation and relation with volcanic activity: Ph.D. Thesis. Montpellier, 2001. 180 p.
441. *Bachmanov D.M., Trifonov V.G., Hessami Kh.T.* et al. Active faults in the Zagros and the central Iran // *Tectonophysics.* 2002. (in press).
442. *Badaljan R., Edens C., Kohl P., Tonikjan A.* Archaeological investigations at Horom in the Shirak Plain of Northern Armenia, 1990 // *Iron.* 1992. Vol. 30.
443. *Baillie M.G.L.* Irish tree rings and an event in 1628 BC // *Thera and the Aegean World III.* Vol. 3: Chronology: Proc. of the Third Intern. Congr., Santorini, Greece. L.: Thera Foundation, 1990. P. 160–166.
444. *Balabanov I., Yanko V., Ismaylov J., Gey N.* The Holocene history of the Black Sea basin // *INQUA. XIII Intern. Congr.: Abstracts.* Beijing, 1991. P. 15.
445. *Bankwitz P., Bankwitz E.* Einige Merkmale tektonischer Erdkrusterbewegungen im Hinblick auf rezente Bewegungen // *Geol. und Geophys. Veroff.* 1974. Bd. 3, N 35. S. 110–118.
446. *Barich B.E.* Geoarchaeology of Farafra (Western Desert) and the origin of agriculture in the Sahara and the Nile Valley // *On geoscience and archaeology in the Mediterranean countries.* Cairo, 1995. P. 37–45. (Geol. Surv. of Egypt Spec. Publ.; N 70).
447. *Barka A.A.* The North Anatolian fault zone // *Ann. Tecton.* 1992. Vol. 6. Supplement: Special issue. P. 164–195.
448. *Barka A., Eyidogan H.* The Erzincan earthquake of 13 March 1992 in Eastern Turkey // *Terra Nova.* 1993. Vol. 5. P. 190–194.
449. *Barka A.A., Kadinsky-Cade K.* Strike-slip fault geometry in Turkey and its influence on earthquake activity // *Tectonics.* 1988. Vol. 7, N 3. P. 663–684.
450. *Bassilot F.C., Laberie L.D., Vincent E.* et al. The astronomic theory of climate and the age of the Brunhes-Matuyama magnetic reversal // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1994. Vol. 126. P. 91–108.
451. *Beinin L.* Medical consequences of natural disasters. B.; Heidelberg: Springer, 1985. 160 p.
452. *Berberian M.* Contribution on the seismotectonics of Iran. Tehran: Geol. Surv. of Iran, 1976. Pt I. 517 p.; 1977. Pt II. 278 p.
453. *Berberian M.* Active faulting and tectonics of Iran // *Zagros – Hindukush – Himalaya geodynamic evolution* / Ed. H.K. Gupta and F.M. Delany. Wash. (D.C.), 1981. P. 33–69. (Amer. Geophys. Union. Geodyn. Ser.; N 3).
454. *Berberian M.* Natural hazards and the first earthquake catalogue of Iran. Vol. 1. Historical hazards in Iran prior to 1900. Tehran: IIEES Publ., 1994. 604 p.

455. *Berberian M.* Seismic sources of the Transcaucasian historical earthquakes // Historical and pre-historical earthquakes in the Caucasus. Dordrecht: Kluwer, 1997. P. 233–311.
456. *Berberian M., Qorashi M., Arzhangraves B., Mohajer-Ashjai A.* Active fault map of the Tehran quadrangle. Tehran: Geol. Surv. of Iran, 1983.
457. *Berberian M., Qorashi M., Jackson J.A.* et al. The Rudbar-Tarom earthquake of 20 June 1990 in NW Persia: Preliminary field and seismological observations, and its tectonic significance // Bull. Seismol. Soc. Amer. 1992. Vol. 82. N 4. P. 1726–1755.
458. *Berger A.* Accuracy and frequency stability of the Earth's orbital elements during the Quaternary // Milanckovitch and climate. Understanding the response to astronomical forcing. Dordrecht: Reidel, 1984. Pt 1. P. 3–40. (Ser. C. Math. and Phys. Sci.; Vol. 126).
459. *Betancourt P.P.* High chronology or low chronology: The archaeological evidence // Thera and the Aegean World III. Vol. 3: Chronology; Proc. of the Third Intern. Congr., Santorini, Greece. L.: Thera Foundation, 1990. P. 19–23.
460. *Bhattacharyya A., Yadav R.R.* Holocene climatic changes in the western Himalaya // INQUA. XIII Intern. Congr.: Abstracts. Beijing, 1991. P. 26.
461. *Bingol E.* Geological map of Turkey. Scale 1:2 000 000. Ankara: MTA, 1989.
462. *Bommer J.J., Ambraseys N.N.* The Spitak (Armenia, USSR) earthquake of 7 December 1988. L.: Imperial College of Sci. and Technol., 1989. 83 c.
463. *Bottema S.* The Late Quaternary vegetation history of north-central Turkey // INQUA. XIII Intern. Congr.: Abstracts. Beijing, 1991. P. 32.
464. *Capanna E.* Robertsonian numerical variation in animal speciation: *Mus musculus*, an emblematic model // Mechanisms of evolution. N.Y.: Liss, 1982. P. 155–177.
465. *Caputo R.* Geological and structural survey of the recent and active brittle deformation of the Neogene-Quaternary basins of Thessaly (central Greece): Ph. D. Thesis. Sci. Ann. of Univ. of Thessaloniki, 1990. Vol. 12. 251 p.
466. Catalog of earthquakes. Istanbul: Kandilly Observatory and Earthquake Res. Inst. <http://www.koeri.boun.edu.tr/>.
467. Catalog of earthquakes by the Harvard Univ. <http://www.seismology.harvard.edu/>
468. Catalogo dei forti terremoti in Italia dal 461 a.C. al 1990 / E. Boschi, E. Guidoboni, G. Ferrari, G. Valensise, P. Gasperini. Roma: Ist. Naz. di Geofis., 1995. 500 p.
469. Catalogs of earthquakes // Historical and prehistorical earthquakes in the Caucasus. Dordrecht: Kluwer, 1997. 545 p.
470. Catalogs of strong earthquakes by the Intern. Seismol. Centre of the USGS (NEIC, NOAA, PRE, PRE-Q). <http://www.neic.cr.usgs.gov/neis/>
471. Catalogue of ancient earthquakes in the Mediterranean Area up to the 10th century / E. Guidoboni with collab. of A. Comastri and G. Traina. Rome: Ist. Naz. di Geofis., 1994. 504 p.
472. *Danin A., Wieder M., Magaritz M.* Rhizofocills and root grooves in the Judean Desert and their paleoenvironmental significance // Isr. J. Earth Sci. 1987. Vol. 36, N 1/2. P. 91–99.
473. *Davies T.R.H.* Spreading of rock avalanche debris by mechanical fluidization // Rock Mech. 1982. Vol. 15. P. 9–24.
474. *Davis E.N.* A storm in Egypt during the Reign of Ahmose // Thera and the Aegean World III. Vol. 3: Chronology; Proc. of the Third Intern. Congr., Santorini, Greece. L.: Thera Foundation, 1990. P. 232–235.
475. *Dewey J.F., Hempton M.R., Kidd W.S.F.* et al. Shortening of continental lithosphere: the neotectonics of Eastern Anatolia – a young collision zone // Collision tectonics. L., 1986. P. 3–36. (Geol. Soc. London Spec. Publ.; N 19).
476. *Dhavalikar M.K.* Environmental changes and historical process // INQUA. XIII Intern. Congr.: Abstracts. Beijing, 1991. P. 77.
477. *Ding Guoyu.* Active faults in China // A collection of pap. of Intern. symp. on continental seismicity and earthquake prediction. Beijing: Seismol. press, 1984. P. 225–242.
478. *Ding Guoyu, Lu Yanchou.* A preliminary discussion on the status of recent intraplate motions in China // Kexue Tongbao. 1988. Vol. 33, N 1. P. 52–57.
479. *Dodonov A.E., Tchepalyga A.L., Mihailescu C.D.* et al. Last-interglacial records from Central Asia to the northern Black Sea shoreline: Stratigraphy and correlation // Geol. en mijnbouw. 2000. Vol. 79, N 2/3. P. 303–311.
480. *Doumas C.* Archaeological observations at Akrotiri relating to the volcanic destruction // Thera and the Aegean World III. Vol. 3: Chronology. Proc. of the Third Intern. Congr., Santorini, Greece. L.: Thera Foundation, 1990. P. 48–50.

481. *Drewes H., Geiss E.* Modellierung geodynamischer Deformation in Mittelmeerraum // Satellitengeodäsie. 1990. Bd. D-6940. S. 335–349.
482. *Druitt T.H., Edwards L., Spark R.S.J., Barriero B.* History and mechanisms of generation, ascent, storage, and eruption of magma at Santorini Volcano, Greece // Santorini Volcano Laboratory. Main results – study of the Santorini Volcano. Santorini, 1996. P. 1.
483. *Dubret L., Dunand M.* Les gisements ossifères de Khirbet El-Umbachi et de Hebariye (Safa) // Ann. Archeol. Syrie. 1954–1955. T. 4/5. P. 59–76.
484. *El Hakeem K.* Analysis of the 1759 AD Damascus earthquake. Damascus: Syrian Atomic Energy Commission, 1986. 88 p.
485. *Erdik M., Doyuran V., Akkas N., Gulkan P.* A probabilistic assessment of the seismic hazard in Turkey // Tectonophysics. 1985. Vol. 117. P. 295–344.
486. *Evans A.J.* The Palace of Knossos. Provisional report of the excavation for the year 1902 // BSA. 1902. Vol. 8. P. 1–124.
487. *Evans A.J.* The Palace of Minos at Knossos. Vol. 3. L., 1930.
488. *Evans A.J.* The Palace of Minos at Knossos. Vol. 4, pt I, II. L., 1935.
489. *Fontugne M., Arnold M., Labeyrie L.* et al. Initiation of the stagnation of the Eastern Mediterranean during the Holocene. Oxygen isotope evidences for multiple sources for fresh water inputs // INQUA. XIII Intern. Congr.: Abstracts. Beijing, 1991. P. 99.
490. *Friedrich W.L., Wagner P., Tauber H.* Radiocarbon dated plant remains from the Akrotiri excavation on Santorini, Greece // Thera and the Aegean World III. Vol. 3: Chronology: Proc. of the Third Intern. Congr., Santorini, Greece. L.: Thera Foundation, 1990. P. 188–196.
491. *Gansser A.* The Indian Ocean and Himalayas: A geological interpretation // Eclog. geol. helv. 1966. Vol. 59, N 2. P. 831–848.
492. *Gardosh M., Reches Z., Garfunkel Z.* Holocene tectonic deformation along the western margins of the Dead Sea // Tectonophysics. 1990. Vol. 180, N 1. P. 123–137.
493. Geological map of Syria / Ed. V. Ponikarov. Damascus: Ministry of Industry, 1964.
494. *Goedicke H.* The northeastern Delta and the Mediterranean // The archaeology of the Nile Delta, Egypt: Problems and priorities. Cairo, 1986. P. 165–175.
495. *Goldsworthy M., Jackson J.* Active normal fault evolution in Greece revealed by geomorphology and drainage patterns // J. Geol. Soc. 2000. Vol. 157, pt 5. P. 967–982.
496. *Gore R.* Wrath of the Gods // Nat. Geogr. 2000. Vol. 198, N 1. P. 34–66.
497. GSHAP catalog. India and adjoining areas / National Geophysical Data Center. <http://www.ngdc.noaa.gov>
498. *Hammer C.U., Clausen H.B.* The precision of ice-core dating // Thera and the Aegean World III. Vol. 3: Chronology: Proc. of the Third Intern. Congr., Santorini, Greece. L.: Thera Foundation, 1990. P. 174–178.
499. *Hamroush H.A., Stanley D.J.* Paleoclimatic oscillations in East Africa interpreted by analysis of trace elements in Nile delta sediments // Episodes. 1990. Vol. 13, N 4. P. 264–269.
500. *Horowitz A.* The Quaternary of Israel. N.Y.; L.: Acad. press, 1979. 394 p.
501. *Horowitz A.* Subsurface palynostratigraphy and paleoclimates of the Quaternary Jordan Rift Valley fill, Israel // Isr. J. Earth Sci. 1987. Vol. 36, N 1/2. P. 31–44.
502. *Housley R.A., Hedges R.E.M., Law I.A., Bronk C.R.* Radiocarbon dating by AMS of the destruction of Akrotiri // Thera and the Aegean World III. Vol. 3: Chronology: Proc. of the Third Intern. Congr., Santorini, Greece. L.: Thera Foundation, 1990. P. 207–215.
503. *Hubberten H.-W., Bruns M., Calamiotou M.* et al. Radiocarbon dates from the Akrotiri excavations // Ibid. P. 179–187.
504. *Hughes T.J.* Deluge II and the continent of doom: Rising sea level and collapsing Antarctic ice // Boreas. 1987. Vol. 16, N 2. P. 89–100.
505. *Imbrie J., Hays J.D., Martinson D.C.* et al. The orbital theory of Pleistocene climate: Support from a revised chronology of the marine ¹⁸O records // Milankovitch and climate: Understanding the response to astronomical forcing. Dordrecht: Reidel. 1984. Pt 1. P. 269–305. (Math. and Phys. Sci.; Vol. 126).
506. *Innocenti F., Mazzuoli R., Pasquare G.* et al. Geology of the volcanic area north of Lake Van (Turkey) // Geol. Rundsch. 1980. Vol. 69. P. 292–322.
507. *Issar A.S.* La Bible et la science font-elles bon menage? // Recherche. 1996. Vol. 283. P. 48–54.
508. *Jackson J., McKenzie D.* The relationship between plate motion and seismic moment tensors and the rates of active deformation in the Mediterranean and Middle East // Geophys. J. 1988. Vol. 93, N 1. P. 45–73.

509. *Karakhanian A., Djrbashian R., Trifonov V.* et al. Holocene-historical volcanism and active faults as natural risk factor for Armenia and adjacent countries // *J. Volcanol. and Geotherm. Res.* 2002. Vol. 114, N 2374. P. 1–27.
510. *Karakhanian A.S., Tozalakyan P., Grillo J.C.* et al. Tectonic impact on the Lake Sevan environment (Armenia) // *Environ. Geol.* 2001. Vol. 40, N 3. P. 279–288.
511. *Karakhanian A.S., Trifonov V.G., Azizbekian O.G., Hondkarian D.G.* Relationship of late Quaternary tectonics and volcanism in the Khanarassar active fault zone, the Armenian Upland // *Terra Nova.* 1997. Vol. 9. P. 131–134.
512. *Karakhanian A.S., Trifonov V.G., Philip H.* et al. Active faulting and natural hazards in Armenia, the Eastern Turkey and the Northwestern Iran // *Tectonophysics.* 2002. (in press).
513. *Karnik V.* Seismicity of the European area. Prague: Acad. publ. house of the Czechosl. Acad. of Sci., 1968. Pt I. 364 p.; Pt II. 218 p.
514. *Keller J.* The major volcanic events in recent eastern Mediterranean volcanism and their bearing on the problem of Santorini ash-layers // *I Intern. sci. congr.: Volcano of Thera.* Athens: Greek Archaeol. Surv., 1971. P. 152–167.
515. *Kennet D.J., Kennet J.H.* Influence of Early Holocene marine transgression and climate changes on cultural evolution in Southern Mesopotamia // *30th IGC: Abstracts.* Beijing, 1996. Vol. 1. P. 88.
516. *Kidd W.S.F., Molnar P.* Quaternary and active faulting observed on the 1985 Academia Sinica – Royal Society Geotraverse of Tibet // *Philos. Trans. Roy. Soc. London A.* 1988. Vol. 327. P. 337–363.
517. *Kilian K.* Mycenians up to date, trends and changes in recent research // *Problems in Greek pre-history.* Bristol: Bristol classical press, 1988. P. 115–152.
518. *Kiratzi A.A.* A study on the active crustal deformation of the North and East Anatolian fault zones // *Terra Nova.* 1993. Vol. 5, N 1, supplement: Abstracts of the 7th EUG meeting. P. 260.
519. *Kitchen K.A.* The basics of Egyptian chronology in relation to the Bronze Age // High, middle or low? Acts of an Intern. colloquium on absolute chronology held at the Univ. of Gothenburg, 20th–22nd Aug. 1987. Gothenburg, 1987. Pt 1. P. 37–55.
520. *Klimanov V.A.* Climate of Eastern Europe during the Late Glacial and the Holocene // *Climate and environment changes of East Europe during Holocene and Late-Middle Pleistocene.* Moscow: Inst. of Geography of RAS, 1995. P. 49–55.
521. *Kuniholm P.I.* Overview and assessment of the evidence for the date of the eruption of Thera // *Thera and the Aegean World III.* Vol. 3: Chronology. Proc. of the Third Intern. Congr., Santorini, Greece. L.: Thera Foundation, 1990. P. 13–18.
522. *La Marche V.C., Jr., Hirschboeck K.K.* Frost rings in trees as records of major volcanic eruptions // *Nature.* 1984. Vol. 307. P. 121–126.
523. *Le Pichon X., Angelier J.* The Hellenic arc and trench system: A key to the neotectonic evolution of the Eastern Mediterranean // *Tectonophysics.* 1979. Vol. 60, N 1. P. 1–42.
524. *Leroi-Gourhan A., Darmon F.* Analyses palynologiques de sites archeologiques du Pleistocene final dans la vallee du Jourdain // *Isr. J. Earth Sci.* 1987. Vol. 36. P. 65–72.
525. *Li Jijun.* The uplift of the Qinghai-Xizang plateau and its effect on the environment of China // *INQUA. XIII Intern. Congr.: Abstracts.* Beijing, 1991. P. 194.
526. *Lilienberg D.A.* Morphostructural-geodynamic features and tectonic-climatic mechanism of the Caspian Sea level fluctuation // *Neotectonics and its influence on the formation and distribution of oil and gas: Papers of Intern. conf. Baku,* 1997. P. 1–18.
527. *Lisitsina G.* The Caucasus – a centre of ancient farming in Eurasia // *Plants and ancient man.* Rotterdam; Boston, 1984.
528. *Lithospheric dynamic map of China and adjacent seas.* Scale 1:4 000 000 / Ed. Ma Xingyuan. Beijing: State Seismol. Bureau, 1992.
529. *Liu Q., Avouac J.-Ph., Tapponnier P., Zhang Q.* Field evidence for Holocene and active faulting in Western Qangtang // *INQUA XIII Intern. Congr.: Abstracts.* Beijing, 1991. P. 210.
530. *Liu Q., Tapponnier P., Bourjot L., Zhang Q.* Kinematics of recent faulting along the Muji-Tashgordan graben, northern extension of the Karakorum fault // *Terra Nova.* 1993. Vol. 5, N 1, Supplement: Abstr. of the EUG VII. P. 261.
531. *Liu Tungsheng.* Geological environments in China and global change: *Lecture in the 30th IGC.* Beijing, 1996. 8 p.
532. *Lovelock I.E.* *Gaia: A new look at life on Earth.* N.Y.: Oxford Univ. press, 1982. 157 p.
533. *MacDonald C.* Destruction and construction in the Palace at Knossos: LM 1A-B // *Thera and the Aegean World III.* Vol. 3: Chronology: Proc. of the Third Intern. Congr., Santorini, Greece. L.: Thera Foundation, 1990. P. 82–88.

534. *Manning S.W.* The eruption of Thera: Date and implications // *Ibid.* P. 29–40.
535. Map of major active faults of China, scale 1:6 000 000. Beijing: State Seismol. Bureau, 1992.
536. *Marchetti N., Nigro L.* Benvenutia Gerico // *Archeol. viva.* N.S. 1997a. Vol. 16, N 65. P. 39–56.
537. *Marchetti N., Nigro L.* La Palestina ricomincia da Gerico // *Ibid.* 1997b. Vol. 16, N 66. P. 36–54.
538. *Marinatos S.* The volcanic destruction of Minoan Crete // *Antiquity.* 1939. Vol. 13. P. 425–439.
539. *Marketou T.* Santorini tephra from Rhodes and Kos: Some chronological remarks based on the stratigraphy // Thera and the Aegean World III. Vol. 3: Chronology. Proc. of the Third Intern. Congr., Santorini, Greece. L.: Thera Foundation, 1990. P. 100–115.
540. *McClusky S., Balassanian S., Barka A.* et al. Global Positioning System constraints on plate kinematics and dynamics in the Eastern Mediterranean and Caucasus // *J. Geophys. Res.* 2000. Vol. 105, N B3. P. 5695–5719.
541. *McKenzie D.* Active tectonics of the Mediterranean region // *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.* 1972. Vol. 30. P. 109–185.
542. *McKenzie D.* Active tectonics of the Alpine-Himalayan belt: the Aegean Sea and surrounding regions // *Ibid.* 1978. Vol. 55. P. 217–254.
543. *Melville C.P.* Arabic and Persian source material on the historical seismicity of Iran from 7th to the 17th centuries: Ph. D. Thesis. Cambridge, 1978.
544. *Miller T.P., Smith R.L.* Late Quaternary caldera-forming eruptions in the eastern Aleutian arc, Alaska // *Geology.* 1987. Vol. 15. P. 434–438.
545. *Min Longrui, Yin Zhanguo.* The main tectonic events of Quaternary in China // INQUA XIII Intern. Congr.: Abstracts. Beijing, 1991. P. 239.
546. *Mohajer-Ashjai A., Behzadi H., Berberian M.* Reflections of the rigidity of the Lut Block and recent crustal deformation in eastern Iran // *Tectonophysics.* 1975. Vol. 29, N 1/4. P. 281–301.
547. *Moinfar A., Mahdavian A., Maleki E.* Historical and instrumental earthquakes data collection of Iran. Tehran: Mahab Ghods, 1994. 450 p.
548. *Molnar P., Deng Qidong.* Faulting associated with large earthquakes and the average rate of deformation in central and eastern Asia // *J. Geophys. Res.* 1984. Vol. 89, N B7. P. 6203–6227.
549. *Morner N.-A.* The Fennoscandian uplift and Late Cenozoic geodynamics: Geological evidence // *GeoJournal.* 1979. Vol. 3, N 3. P. 287–318.
550. *Morner N.-A.* Uplift of the Tibetan Plateau: a short review // INQUA XIII Intern. Congr.: Special proc. rev. reports. Beijing, 1991. P. 78–80.
551. *Mountrakis D., Pavlides S., Chatzipetros A.* et al. Active deformation of Santorini // Santorini Volcano Laboratory. Main results – study of the Santorini Volcano. Santorini, 1996. P. 1–11.
552. *Nakata T.* Active faults of the Himalaya of India and Nepal // *Geol. Soc. Amer. Spec. Pap.* N 232. 1989. P. 243–264.
553. *Nakata T., Kizaki K.* Active faults of the Nepal Himalayas and their tectonic significance // Intern. symp. on neotectonics in South Asia, Febr. 18–21, 1986. Dehradun, 1986. P. 127–136.
554. *Nakata T., Tsutsumi H., Khan Sh.H., Lawrence R.D.* Active faults of Pakistan. Hiroshima: Hiroshima Univ., 1991. 144 p.
555. *Nelson D.E., Vogel J.S., Southon J.R.* Another suite of confusing radiocarbon dates for the destruction of Akrotiri // Thera and the Aegean World III. Vol. 3: Chronology. Proc. of the Third Intern. Congr., Santorini, Greece. L.: Thera Foundation, 1990. P. 197–206.
556. *Newman W.S., Marcus L.F., Pardi R.R.* et al. Eustasy and deformation of the geoid: 1000–6000 radiocarbon years B.P. // *Earth rheology, isostasy and eustasy.* N.Y.: Wiley, 1980. P. 555–567.
557. *Ni J.F., Guzman-Speziale M., Bevis M.* et al. Accretionary tectonics of Burma and the three-dimensional geometry of the Burma subduction zone // *Geology.* 1989. Vol. 17. P. 68–71.
558. *Nikonov A.A.* Destructive earthquakes in Soviet Armenia // *Tectonophysics.* 1991. Vol. 193. P. 225–229.
559. *Nikonov A.A.* Active faults: Definition and identification problems // *Research on active faults.* Beijing: Seismol. press, 1995. Vol. 4. P. 140–152.
560. *Nikonov A.A.* The disappearance of the ancient towns of Dioscuria and Sebastopolis in Colchis on the Black Sea: A problem in engineering geology and palaeoseismology // *Archaeoseismology.* Athens: I.G.M.E. and British School at Athens, 1996. P. 195–204. (Fitch Lab. Occas. Pap. N 7).
561. *Nikonov A.A., Sholokhov V.V.* Active faults of the Touran Platform // *J. Earthquake Prediction Res.* 1996. Vol. 5, N 3. P. 383–393.
562. *Nowroozi A.A.* Focal mechanism of earthquakes in Persia, Turkey, west Pakistan, and Afghanistan and plate tectonics of the Middle East // *Bull. Seismol. Soc. Amer.* 1972. Vol. 62, N 3. P. 832–850.
563. *Nur A.* And the walls came tumbling down // *New Sci.* 1991. Vol. 6. P. 45–48.

564. *Okumura K.* Quaternary system and crustal movements in South-Western Anatolia, Turkey – a preliminary report // *Researches on Quaternary crustal movement and earthquake prediction.* Tokyo, 1988. P. 17–29.
565. *Oppenheimer C.* Operational volcano monitoring by satellite // *Stop Disasters.* 1997. Vol. 32, N 11. P. 25–26.
566. *Ortolani F., Pagliuca S.* Climatic variations and crises in the anthropized environment in the Mediterranean region // *On geoscience and archaeology in the Mediterranean countries.* Cairo, 1995. P. 113–126. (Geol. Surv. of Egypt Spec. Publ.; N 70).
567. *Oswalt F.* *Armenian Handbuch der regionalen Geologie.* Heidelberg: Univ. Verl., 1912. H. 10.
568. *Pang K.D., Chou H.-H.* Three very large volcanic eruptions in antiquity and their effects on the climate of the ancient world // *EOS.* 1985. Vol. 66, N 46. P. 1145.
569. *Papadopoulos G.A.* Cenozoic volcanism, deep tectonics, and crustal deformation in the Aegean area // *Paleomagnetic rotation and continental deformation.* Dordrecht: Kluwer, 1989. P. 95–113.
570. *Papazachos B., Papazachou C.* The earthquakes of Greece / Ed. P. Ziti. Thessaloniki, 1997. 304 p.
571. *Papazachos C.B., Kiratzi A.A.* A detailed study of the active crustal deformation in the Aegean and surrounding area // *Tectonophysics.* 1996. Vol. 253. P. 129–153.
572. *Pavlidis S.B.* Active faults in Greece // *J. Earthquake Prediction Res.* 1996. Vol. 5, N 3. P. 422–430.
573. *Pavlidis S., Caputo R.* Field trip to Western Macedonia and Thessali: Guide booklet. 29th Gen. Assembly of the IASPEI. Thessaloniki: ZITI, 1997. 87 p.
574. *Pavlidis S.B., Kiliyas A.A.* Neotectonic and active faults along the Serbomacedonian zone (SE Chalkidiki, northern Greece) // *Ann. Tecton.* 1987. Vol. 1, N 2. P. 97–104.
575. *Pavlidis S., Mountrakis D., Kiliyas A., Tranos M.* The role of strike-slip movements in the extensional area of Northern Aegean (Greece). A case of transtensional tectonics // *Ibid.* 1990. Vol. 4, N 2. P. 196–211.
576. *Pavlidis S., Rondoyanni-Tsiambaou Th., Chatzipetros A.* Preliminary report on characteristics of active fault zones of Greece. (World map of active faults). Thessaloniki: Aristotle Univ., 1991. 10 p.
577. *Pavlidis S., Syrides G.* Field trip to Mygdonia basin: Guide booklet: 29th Gen. Assembly of the IASPEI. Thessaloniki: ZITI, 1997. 46 p.
578. *Pavoni N.* Die nordanatolische Horizontalschiebung // *Geol. Rundsch.* 1961. Bd. 51, N 1. S. 122–139.
579. *Pearson G.W., Stuiver M.* High precision calibration of the radiocarbon time scale, 500–2500 BC // *Radiocarbon.* 1986. Vol. 28. P. 839–862.
580. *Petit-Maire N., Page N.* Remote sensing and past climatic changes in tropical deserts: Example of the Sahara // *Episodes.* 1992. Vol. 15, N 2. P. 113–117.
581. *Pevnev A.K., Guseva T.V., Odinev N.N., Saprykin G.V.* Regularities of the deformations of the Earth's crust at the joint of the Pamirs and Tien-Shan // *Tectonophysics.* 1975. Vol. 29, N 1/4. P. 429–438.
582. *Philip H.* Neotectonique des rivages Egeens en Locride et Eubee Nord-Occidentale (Greece). These Beme cycle. Montpellier: Univ. de Science et Techniques de Languedoc, 1974. 78 p.
583. *Philip H., Cisternas A., Gvishiani A., Gorshkov A.* The Caucasus: An actual example of the initial stages of continental collision // *Tectonophysics.* 1989. Vol. 161. P. 1–21.
584. *Philip H., Rogozhin E., Cisternas A.* et al. The Armenian earthquake of 1988 December 7: Faulting and folting, neotectonics and palaeseismicity // *Geophys. J. Intern.* 1992. Vol. 110, N 1. P. 141–158.
585. *Philip H., Karakhanian A.* Tremblements de terre et archeologie // *Sci. Amer.* 1999. Vol. 261, N 7. P. 36–40.
586. *Philip H., Avagyan A., Karakhanian A.* et al. Slip and recurrence intervals of strong earthquakes along the Pambak-Sevan-Sunik Fault (Armenia) // *Tectonophysics.* 2002. (in press).
587. *Piazzano P.* Le impronte del grande diluvio // *Airone.* 1997. Vol. 200. P. 28–30.
588. *Pirazzoli P.* The Early Byzantine tectonic paroxysm // *Geomorphology. Suppl.* 1986. Vol. 62. P. 31–49.
589. *Pirazzoli P.A.* Uplift of Ancient Greek coastal sites: Study, methods and results // *Archaeoseismology.* Athens: I.G.M.E. and British School at Athens, 1996. P. 237–246. (Fitch Lab. Occas. Pap.; N 7).
590. *Plassard J., Kogoj B.* Catalogue des seismes ressenntis au Liban. Beyrut: Observatoire de Ksara par Zahle (Liban), 1962. 12 p.
591. *Poirer J.P., Taher M.A.* Historical seismicity in the Near and Middle East, North Africa, and Spain from Arabic documents (VII–XVIII centuries) // *Bull. Seismol. Soc. Amer.* 1980. Vol. 70, N 6. P. 2185–2201.

592. Popham M.R. Pottery styles and chronology // Thera and the Aegean World III. Vol. 3: Chronology: Proc. of the Third Intern. Congr., Santorini, Greece. L.: Thera Foundation, 1990. P. 27–28.
593. Pyle D.M. The application of tree-ring and ice-core studies to the dating of the Minoan Eruption // *Ibid.* P. 167–173.
594. Ratschbacher L., Frisch W., Liu Guanghua. Distributed deformation in Southern and Western Tibet during and after the Indian-Asia collision // *Terra Nova*. 1993. Vol. 5, N 1, Supplement: Abstracts of the 7th EUG Meeting. P. 267.
595. Reilinger R., Barka A. GPS constraints on fault slip rates in the Arabia-Africa-Eurasia plate collision zone: Implications for earthquake recurrence times // *Historical and prehistorical earthquakes in the Caucasus*. Dordrecht: Kluwer, 1997. P. 91–108.
596. Renfrew C. Beyond a subsistential economy: The evolution of social organization in prehistoric Europe // *Bull. Amer. School Oriental Res.* 1974. N 20, Supplement. P. 68–78.
597. Renfrew A.C. Introductory remarks // Thera and the Aegean World III. Vol. 3: Chronology. Proc. of the Third Intern. Congr., Santorini, Greece. L.: Thera Foundation, 1990. P. 11–12.
598. Ruddiman W.F., Raymo M., Mcintyre A. Matuyama 41 000-year cycles: North Atlantic Ocean and Northern Hemisphere ice sheets // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1986. Vol. 80. P. 117–129.
599. Sandweiss D.H., Maasch K.A., Anderson D.G. Transitions in the Mid-Holocene // *Science*. 1999. Vol. 283. P. 499–500.
600. Santorini. Guide to «The Volcano» (Palea and Nea Kameni). Thera: Inst. for the Study and Monitoring of the Santorini Volcano, 1996. 84 p.
601. Saroglu F. Age and offset of the North Anatolian fault // *METU J. Pure and Applied Sci.* 1988. Vol. 21, N 1/3. P. 65–79.
602. Saroglu F., Emre O., Kuscu I. The East Anatolian fault zone of Turkey // *Ann. Tecton.* 1992a. Vol. 6, supplement. P. 99–125.
603. Saroglu F., Emre O., Kuscu I. Active fault map of Turkey. 1:1 000 000. Ankara: Dir. of Mineral Resources and Explor., 1992b.
604. Sbrana A., Vougioukalakis G. Study of the Minoan eruption and the historic explosive events on Santorini aiming at the volcanic hazard assessment // Santorini Volcano Laboratory. Main results – study of the Santorini volcano. Santorini, 1996. P. 1–40.
605. Seismotectonic map of Greece with seismogeological data. Scale 1:500 000. Athens, 1989.
606. Sengor A.M.C., Gorur N., Saroglu F. Strike-slip faulting and related basin formation in zones of tectonic escape: Turkey as a case study // *Strike-slip faulting and basin formation*. Ankara, 1985. P. 227–264. (Spec. Publ. of Soc. of Econ., Paleontol., Miner.).
607. Sengor A.M.C., Yilmaz Y. Tethyan evolution of Turkey: a plate tectonic approach // *Tectonophysics*. 1981. Vol. 75, N 1. P. 181–241.
608. Sengor A.M.C., Yilmaz Y., Ketin J. Remnants of a pre-Late Jurassic ocean in northern Turkey: Fragments of Permian-Triassic Paleo-Tethys? // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1980. Vol. 91, N 1. P. 599–609.
609. Shebalin N.V., Karnik V., Hadzievski D. Catalogue of earthquakes of the Carpathean-Balkan Region, Pt I. 1901–1970. Pt II. Prior to 1901. Skopje, 1974.
610. Shebalin N.V., Trifonov V.G., Kozhurin A.I. et al. A unified seismotectonic zonation of Northern Eurasia // *J. Earthquake Prediction Res.* 2000. Vol. 8, N 1. P. 8–31.
611. Shi Jianbang, Feng Xianyue, Ge Shumo et al. The Fuyun earthquake fault zone in Xinjiang, China // *A collection of pap. of Intern. Symp. on continental seismicity and earthquake prediction*. Beijing: Seismol. press, 1984. P. 225–242.
612. Sitter de L.U. Structural geology. N.Y.: McGraw-Hill, 1964.
613. Smith H.S. Egypt and C14 dating // *Antiquity*. 1964. Vol. 38. P. 33.
614. Soles J.S., Davaras C. Thera ash in Minoan Crete: New excavations on Mochlos // Thera and the Aegean World III. Vol. 3: Chronology. Proc. of the Third Intern. Congr., Santorini, Greece. L.: Thera Foundation, 1990. P. 89–95.
615. Soysal H., Sipahioglu U.S., Kolcak D., Altdiok Y. Turkiye ve cevbesimi tabihsel deppim katalogu. Tuklye biimsel ve teknik arastirma kurumu matematik-fiziki ve biolojik bilimler arastieka grubu. Projeko TMG 341. Ankara, 1997. 32 p.
616. Sparks R.S.J. The Santorini eruption and its consequences // *Endeavour*. N.S. 1979. Vol. 3, N 1. P. 27–31.
617. Stanley D.J., Blambied C. Late Quaternary water exchange between the eastern Mediterranean and the Black Sea // *Nature*. 1980. Vol. 285. P. 537–541.
618. Stanley D.J., Warne A.J. Sea level and initiation of Predynastic culture in the Nile Delta (Abstract)

- // On geosciences and archaeology in the Mediterranean countries. Cairo: The Jeol. Soc. of Egypt, 1995. P. 529–531.
619. *Stiros S.C.* Environmental effects and cultural gaps in the Eastern Mediterranean // *Ibid.* P. 415–421.
620. *Stiros S.C.* Identification of earthquakes from archaeological data: Methodology, criteria, and limitations // *Archaeoseismology*. Athens: I.G.M.E. and the British School at Athens; Oxford: Oxbow Books, 1996. P. 129–152. (Fitch Lab. Occasional Pap; N 7).
621. *Stiros S., Rondoyanni Th.* Recent vertical movements across the Atalanti fault zone (Central Greece) // *Paleophysics*. 1985. Vol. 123. P. 837–848.
622. *Stuiver M., Reimer P.J., Bard E.* et al. INTCAL98 radiocarbon age calibration 24,000–0 cal. BP // *Radiocarbon*. 1998. Vol. 40. P. 1041–1083.
623. *Sulerzhitsky L.D.* Radiocarbon dating of volcanoes // *Bull. Volcanol.* 1970. Vol. 35. P. 85–94.
624. *Sullivan D.G.* Minoan tephra in lake sediments in Western Turkey: Dating the eruption and assessing the atmospheric dispersal of the ash // *Thera and the Aegean World III*. Vol. 3: Chronology. Proc. of the Third Intern. Congr., Santorini, Greece. L.: Thera Foundation, 1990. P. 114–119.
625. Sustainability indicators. Chichester etc.: Willey, 1997. 415 p.
626. *Sylvester A.G.* Strike-slip faults // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1988. Vol. 100. P. 1666–1703.
627. Syria: Space image atlas. Damascus: Gen. Org. of Remote Sensing (GORS), 1996. 168 p.
628. *Taher M.A.* Corpus des textes Arabes relatifs aux tremblements de terre et autres catastrophes naturelles de la Couquete Arab XII H./XVIII Jc. P.: Sorbonne Univ., 1979.
629. *Tapponnier P., Mattauer M., Proust F., Cassaigneau C.* Mesozoic ophiolites, sutures and large-scale tectonic movements in Afghanistan // *Earth and Planet Sci. Lett.* 1981. Vol. 2, N 2. P. 355–371.
630. *Tapponnier P., Molnar P.* Active faulting and Cenozoic tectonics of the Tien Shan, Mongolia and Baykal regions // *J. Geophys. Res.* 1979. Vol. 84. P. 3425–3459.
631. *Tatar Yu.* Tectonic structures along the North Anatolian fault zone, northeast of Refahiye (Erzincan) // *Tectonophysics*. 1975. Vol. 29, N 1/4. P. 401–409.
632. *Taviani M.* The ever changing climate: Late Quaternary palaeoclimatic modifications of the Red Sea region as deduced from coastal and deep-sea geological data // *On geoscience and archaeology in the Mediterranean countries*. Cairo, 1995. P. 193–200. (Geol. Surv. of Egypt Spec. Publ.; N 70).
633. *Taymaz T., Eyidogan H., Jacsib J.* Source parameters of large earthquakes in the East Anatolian fault zone (Turkey) // *Geophys. J. Intern.* 1991. Vol. 106, N 3. P. 537–550.
634. *Taymaz T., Jackson J.A., McKenzie D.P.* Active tectonics of the north and central Aegean sea // *Ibid.* 1991. Vol. 106. P. 433–490.
635. *Tchalenko J.S.* Seismotectonic framework of the North Tehran fault // *Tectonophysics*. 1975. Vol. 29, N 1/4. P. 411–420.
636. *Tchalenko J.S.* A reconnaissance of the seismicity and tectonics at the northern border of the Arabian Plate (Lake Van region) // *Rev. Geogr. Phys. Geol. Dyn.* 1977. Vol. 19. P. 189–208.
637. *Tchalenko J.S., Ambraseys N.N.* Structural analysis of the Dashte-Bayas (Iran) earthquake fractures // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1970. Vol. 81, N 1. P. 41–60.
638. *Tchalenko J.S., Berberian M.* Dasht-e-Bayaz fault, Iran: Earthquake and earlier related structures in bed rock // *Ibid.* 1975. Vol. 86, N 5. P. 703–709.
639. *Tchalenko J.S., Braud J., Berberian M.* Discovery of three earthquake faults in Iran // *Nature*. 1974. Vol. 248, N 5450. P. 661–663.
640. The Black Sea: Its geology, chemistry and biology. Tulsa (Oklahoma), 1974. 635 c.
641. The Research Group of the Gengma-Lancang earthquake. The preliminary report of the comprehensive survey on Gengma-Lancang earthquake, Yunnan Province, China // *Seismol. and Geol.* (State Seismol. Bureau, Inst. of Geology). 1989. Vol. 11, N 1. P. 135–136.
642. *Thera and the Aegean World III*. Vol. 3: Chronology. Proc. of the Third Intern. Congr., Santorini, Greece. L.: Thera Foundation, 1990. 248 p.
643. *Thorarinsson S.* Some problems of volcanism in Iceland // *Geol. Rundsch.* 1967. Bd. 57, N 1. S. 1–20.
644. *Thorarinsson S.* The Lakagigar eruption of 1783 // *Bull. Volcanol.* 1969. Vol. 33, N 3. P. 910–929.
645. *Tiedemann H.* Catalogue of earthquakes and volcanic eruptions. Zürich: Swiss Reinsurance, 1991. 94 p.
646. *Toksoz M.N., Arpat E., Saroglu F.* East Anatolian earthquake of 24 November 1976 // *Nature*. 1977. Vol. 270, N 5636. P. 423–425.
647. *Trifonov V.G.* The map of active faults in Eurasia: Principles, methods, and results // *J. Earthquake Prediction Res.* 1996. Vol. 5, N 3. P. 326–347.

648. *Trifonov V.G.* World map of active faults, their seismic and environmental effects // Historical and prehistorical earthquakes in the Caucasus. Dordrecht: Kluwer, 1997. P. 169–180.
649. *Trifonov V.G.* Using active faults for estimating seismic hazard // *J. Earthquake Prediction Res.* 2000. Vol. 8, N 2. P. 170–182.
650. *Trifonov V.G., Bayraktutan M.S., Karakhanian A.S., Ivanova T.P.* The Erzincan earthquake of 13 March 1992 in Eastern Turkey: tectonic aspects // *Terra Nova.* 1993. Vol. 5. P. 184–189.
651. *Trifonov V.G., Hessami Kh.T., Jamali F.H.* West-trending oblique sinistral-reverse fault system in Northern Iran: Final Rep. Tehran: IIEES, 1996. 42 p.
652. *Trifonov V.G., Karakhanian A.S., Assaturian A.O., Ivanova T.P.* Relationship of earthquakes and active faults in Anatolia, the Lesser Caucasus and the Middle East // Continental collision zone earthquakes and seismic hazard reduction. Yerevan: IASPEI/IDNDR Publ., 1994. P. 41–55.
653. *Trifonov V.G., Karakhanian A.S., Berberian M.* et al. Active faults of the Arabian plate bounds, in Caucasus and Middle East // *J. Earthquake Prediction Res.* 1996. Vol. 5, N 3. P. 363–374.
654. *Trifonov V.G., Karakhanian A.S., Ivanova T.P.* Active faults and strong earthquakes in Eastern Mediterranean, Middle East and Lesser Caucasus // 2nd Intern. symp. on the geology of the Eastern Mediterranean Region: Abstracts. Jerusalem: KENES, 1995. P. 24.
655. *Trifonov V.G., Karakhanian A.S., Kozhurin A.I.* Major active faults of the collision area between the Arabian and the Eurasian plates // Continental collision zone earthquakes and seismic hazard reduction. Yerevan: IASPEI/IDNDR Publ., 1994. P. 56–78.
656. *Trifonov V.G., Machette M.N.* The World map of major active faults project // *Ann. geofis.* Vol. 36, N 3/4. P. 225–236.
657. *Trifonov V.G., Makarov V.I., Skobelev S.F.* The Talas-Fergana active right lateral fault // *Ann. Tecton.* 1992. Vol. 6, supplement: Spec. Iss. P. 224–237.
658. *Trifonov V.G., Vostrikov G.A., Trifonov R.V., Soboleva O.V.* Recent upper crust geodynamics of Central Asia // Historical and prehistorical earthquakes in the Caucasus. Dordrecht: Kluwer, 1997. P. 109–120.
659. *Trifonov V.G., Vostrikov G.A., Trifonov R.V.* et al. Recent geodynamic characteristics in the Arabian-Eurasian and Indian-Eurasian collision region by active fault data // *Tectonophysics.* 1999. Vol. 308. P. 119–131.
660. *Tselentis G.A., Makropoulos K.S.* Rates of crustal deformation in the Gulf of Corinth (Central Greece) as determined from seismicity // *Ibid.* 1986. Vol. 124. P. 55–66.
661. *Ulomov V.I.* Regional seismicity and identification of earthquake source zones for seismic zoning of Northern Eurasia // *J. Earthquake Prediction Res.* 2000. Vol. 8, N 1. P. 79–91.
662. *Ulomov V.I., Shumilina L., Trifonov V.* et al. Seismic hazard of Northern Eurasia // *Ann. geofis.* 1999. Vol. 42, N 6. P. 1023–1038.
663. *Valdiya K.S.* Neotectonic activities in the Himalayan belt // Intern. symp. on Neotectonics in South Asia, Febr. 18–21, 1986. Dehradun, 1986. P. 241–261.
664. *Ventris M., Chadwick J.* Documents in Mycenaean Greek. Cambridge, 1973.
665. *Vorontsov N.N., Lyapunova E.A.* Explosive chromosomal speciation in seismic active region // *Chromosomes Today.* 1984. Vol. 8. P. 289–294.
666. *Wagner M.* Reise nach dem Ararat und dem Hochland Armenien: Reisen und Landesbeschreibungen, Widermann und Hauffa. Stuttgart, 1848. Bd. 35. 230 S.
667. *Wallace R.E.* Earthquake of August 19, 1966, Varto area, eastern Turkey // *Bull. Seismol. Soc. Amer.* 1968. Vol. 58, N 1. P. 11–45.
668. *Wallace R.E.* Profiles and ages of young scarps, North-Central Nevada // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1977. Vol. 88. P. 1267–1281.
669. *Warne A.J., Stanley D.J.* Archaeology to refine Holocene subsidence rates along the Nile Delta margin, Egypt // On geosciences and archaeology in the Mediterranean countries. Cairo: The Geol. Soc. of Egypt, 1995. P. 533–535.
670. *Warren P.M.* Summary of evidence for the absolute chronology of the early part of the Aegean Late Bronze age derived from historical Egyptian sources // Thera and the Aegean World III. Vol. 3: Chronology. Proc. of the Third Intern. Congr., Santorini, Greece. L.: Thera Foundation, 1990. P. 24–26.
671. *Warren P.M., Puchelt H.* Stratified pumice from Bronze Age Knossos // *Ibid.* P. 71–81.
672. *Wellman N.W.* Active wrench faults in Iran, Afghanistan and Pakistan // *Geol. Rundsch.* 1966. Bd. 55, N 3. S. 716–735.
673. *Wells D.L., Coppersmith K.H.* Empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture area, and surface displacement // *Bull. Seismol. Soc. Amer.* 1994. Vol. 84. P. 974–1002.

674. *Weninger B.* Theoretical radiocarbon discrepancies // *Thera and the Aegean World III*. Vol. 3: Chronology: Proc. of the Third Intern. Congr., Santorini, Greece. L.: Thera Foundation, 1990. P. 216–231.
675. *Yeats R.S.* Active faults related to folding // *Active tectonics*. Wash. (D.C.): Acad. press, 1986. P. 63–79.
676. *Yeats R.S., Nakata T., Earah A.* et al. The Himalayan Frontal Fault System // *Ann. Tecton.* 1992. Vol. 6, supplement: Spec. Iss. P. 85–98.
677. *Yeats R.S., Sieh K., Allen C.R.* The geology of earthquakes. N.Y.; Oxford: Oxford Univ. press, 1997. 568 p.
678. *Yilmaz V., Guner Y., Saroglu F.* Geology of the Quaternary volcanic centers of the East Anatolia // *J. Volcanol. and Geotherm. Res.* 1998. Vol. 85, N 1/4. P. 173–210.
679. *Zak J., Freund R.* Recent strike-slip movements along the Dead Sea rift // *Isr. J. Earth Sci.* 1965. Vol. 15. P. 33–37.
680. *Zeiner F.E.* Recent movements of the western fault of the Dead Sea rift // *Geol. Rundsch.* 1955. Bd. 43, N 1. S.2–3.
681. *Zeist W. van, Woldring H.* A postglacial pollen diagram from Lake Van in East Anatolia // *Rev. Palaeobot. and Palynol.* 1978. Vol. 26. P. 249–276.
682. *Zhang Quingsong, Zhou Yaofei, Lu Xiangshun, Xu Qiuliu.* On the present speed of Tibetan Plateau // *INQUA. XIII Intern. Congr.: Abstracts.* Beijing, 1991. P. 423.
683. *Zhu Yunzhu, Chen Guo, Wu Bihao* et al. Uplifting of Qinghai-Tibet Plateau and changing of East Asia environment in Quaternary // *Ibid.* P. 438.

ПРЕДМЕТНЫЙ УКАЗАТЕЛЬ

Сокращения: вп. – впадина, гс. – государство, з.р. – зона разлома, зт. – землетрясение, оз. – озеро, п-ов – полуостров, пр. – прогиб, р. – разлом, рг. – регрессия, тр. – трансгрессия; области научных исследований: (ар) – археология, (ас) – астрономия, (би) – библейский сюжет, (бл) – биология, (вл) – вулканология, (гл) – гидрология, (гн) – генетика, (гф) – геофизика, (гэ) – геоэкология, (ис) – история, (кл) – климатология, (лг) – лингвистика, (мд) – методический аспект, (мф) – мифология, (нт) – неотектоника, активная тектоника, сейсмотектоника, (оп) – терминология, (пг) – палеогеография, (сл) – сейсмология, (ст) – стратиграфия, (тк) – тектоника, (фс) – философия, (эк) – этика, (эл) – экология, (эт) – этногенез.

- Автоколебания системы (мд) 491
Адаптация (бл) 493
Акеринский р. (нт) 122
Акротирн (ар, вл) 260, 264, 270, 276
Активная тектоника (нт, оп) 15, 16
Активный разлом (нт, оп) 15, 16
Алтынтагский р. (нт) 96
Альпийско-Гималайский пояс (нт) 81, 84, 85, 170, 420, 481
Альтруизм (эк) 494
Амударьинский р. (нт) 139, 140, 280
Амук (ар) 51, 53
Анатолийская плита (нт) 142, 174, 178, 184
Ани (ис) 163, 417, 418
Аниакчак (вл) 270
Антарктида 72, 468, 485, 488
Антиохийское зт. 458 г. (сл) 222
Антиохия (ис) 222
Апшеронский порог (нт) 433, 434, 436–438
Арабский халифат (ис) 474, 475
Аравийская плита (тк) 83, 137–139, 175, 178, 400, 401
Арамеи (ис, эт) 471, 473
Арарат (вл) 163, 164, 385–390, 403, 470
Араратская долина (нт) 290, 293, 339, 389
Араратская миндалевидная структура (нт) 358, 372–374
Араратское зт. 1840 г. (сл) 389, 407
Аргишти I (ис) 171, 227, 303, 339, 398, 399
Аргонавты (мф) 450
Арии (эт) 505
Армавир (ис) 415
Арпа-Зангезурский р. (нт) 125, 367
Арташат (ис) 386, 417
Археоманитные вариации (гф) 485
Ассирия (ис) 304, 370, 471
Атлантида (мф) 277
Атлантика, атлантический период (ст) см. Атлантический оптимум
Атлантический оптимум (кл, ст) 26, 27, 72, 280
Африканская плита (тк) 83, 138, 143, 175, 184
Ахейцы (ис, эт) 275, 285, 345, 450, 470, 471, 473
Ахеменидский период в Армении (ар) 304
Ахурянский р. (нт) 124
Ашхабадское зт. 1948 г. (сл) 14, 220, 222
Баланс Каспия (гл) 422–424, 444
Балыкгельский р. (нт) 126, 374, 386, 390
Беденская к., фаза КУАК и ТК (ар) 298, 299, 319, 320, 413
Бенг-Ко р. (нт) 99
Биосфера (эл) 495–498
Биотическая регуляция окружающей среды (эл) 497, 498

Бихура, Бехура (ар, ис) 399, 418, 522

Большекевирский р. (нт) см. Дорунехский р.

Большой Кавказ (нт) 35, 36, 127, 129, 130, 174, 183, 190, 400, 401, 475

Боспор, гс. (ис) 451, 452, 465

Боспор Киммерийский (ис) см. Керченский пролив

Босфор, пролив 466, 467

Буто-днестровская к. (ар) 64

Бус Морде (ар) 57

Вавилония (ис) 470, 471

Валдайское оледенение (кл) 23–25, 445

Ван, оз. 35, 37–39, 290, 404

Ванадзорская вп., структура push-inside (нт) 376–385

Варденисское нагорье (нт) 290, 399

Великая Армения (ис) 304

Великое минойское извержение (ар, вл) 80, 182, 227, 259, 260, 262, 263, 266–269, 271, 272, 284, 285, 491, 521, 522

Византия (ис) 172, 173, 451, 480

Внутривековые вариации солнечной активности (ас) 479–483

Внутривековые вариации угловой скорости вращения Земли (ас) 479–483

Военно-аристократический путь политогенеза (ис) 345, 471

Воздействия геодинамики на устойчивое развитие (эл) 502, 503

Восточная Ойкумена (оп) 13

Восточно-Анатолийская з.р. (нт, сл) 85, 87, 109, 122, 123, 138, 175, 179, 181, 187, 365, 475, 476

Восточно-кавказские языки (лг) 286, 340, 341

Время викингов (кл., ис) см. Средневековый климатический оптимум

Высокочастотные колебания уровня Каспия (пг) 422–424, 475, 521

Высокочастотные ритмы сейсмичности (сл) 20

Гандж Деро (ар) 56

Гарнийский р. (нт) 124, 125, 182, 359, 360, 362, 368, 369

Гарнийское зт. 1679 г. (сл) 164, 166, 361, 362, 415

Гегадзорский комплекс (ар) 306, 307, 309, 315, 394–407

Гегам-Варденисская миндалевидная структура (нт) 358, 367–369, 371, 374, 377, 399, 403, 407

Гегамское нагорье (нт) 290, 369, 371, 407, 413

Гелайсорская вп., структура push-inside (нт) 360–362, 367

Геодинамика (оп) 13

Геократизм, геократический этап (пг) 16, 488

Геоксюрский оазис (ар, пг) 469, 470

Геоэкология (оп) 13

Гербовый зал Дворца Дожей (ис) 30

Гермонасса (ис) см. Тмутаракань

Гидровулкан (нт) 464

Главный Копетдагский р. (нт) 61, 135, 137, 139, 280, 432

Главный надвиг Большого Кавказа (нт) 138, 139, 432

Главный Пограничный р. Гималаев (нт) 93, 94

Главный Современный р. Загроса (нт) 86, 109

Главный Центральный надвиг Гималаев (нт) 93, 94

Глобализация экономики (эн) 17, 465, 501

Гляциозостазия (нт) 69–71

Гоби-Алтайская з.р. (нт) 106

Голоцен (ст) 15, 16

Гондвана (тк) 81

Горганский пр. (нт) 432, 433, 436

Грязевой вулкан (нт) 444, 464, 465

Дарваз-Алайская з.р. (нт) 89, 91–93

Дарвазский р. (нт) 85

Дарданеллы, пролив 466

Двин (ис) 227, 414, 417

Девкалионов потоп (мф) 80, 266

Дегляциация (кл) 69–71

Дена р. (нт) 86, 87, 111

Дербентская рг. (пг) 421, 475

Дербентский пр. (нт) 428, 432, 433, 436, 438

Джавахетское нагорье (вл) 403

Джармо (ар) 56–58, 288

Джейтунская к. (ар) 61, 62, 288

Джунгарский р. (нт) 103, 105

Днепро-донецкая к. (ар) 65

Долина Иордана 40

Долина Конья 40, 53

Доместикация лошади (ис) 65, 344

Дорийско-иллирийское завоевание Греции (ис) 27, 471

- Дорунех р. (нт) 87, 88, 133
 Дравиды (эт) 471
 Древнеармянское гс. (ис) 304, 348, 414, 417
 Душа (фс) 492

 Египет Древний (ис) 65, 66, 264–266, 274, 469–471
 Ервандашат (ис) 416
 Естественный отбор (бл) 493, 494

 Зави Чеми (ар) 490
 Закрытая система (мд) 490
 Западно-кавказские языки (лг) 286, 341
 Землетрясение 760 г. до н.э. (би, сл) 171
 Зерibar, оз. 35, 37
 Зиккурат (ар) 78
 Зона Южного склона Большого Кавказа (тк, нт) 431
 Зорац-Карер (ар) 246, 303, 305, 309, 311, 313, 328–333, 391

 Иерихон (ар) 47–49, 67, 469, 475
 Израиль (ис) 471
 Индийская плита (тк) 83, 175, 178
 Индоарийцы (эт) 347, 471
 Индоевропейцы (эт) 342, 343, 346–348, 505
 Индская цивилизация (ар) 68, 69, 471, 496
 Ипакская з.р. (нт) 131
 Ираноарийцы (эт) 472
 Историческая геоэкология (гэ) 521
 Итиль (ис) 421

 Казерун-Боразджанская зр. (нт) 86, 87, 111–114
 Каменный ящик, дольмен (ар) 307–309, 312, 343
 Карабогазский свод (тк) 428, 434
 Карангатская (-ие) тр., слои (пг, ст) 23, 453–460
 Карех-Бас з.р. (нт) 86, 87, 114
 Кармир-бердская к. (ар) 298, 300, 301
 Карпато-Балканская область (нт) 175–177, 202, 207, 475
 Картвельские языки (лг) 286, 341, 450
 Каспий, Каспийское море 23, 28–30, 39, 420–445, 475
 Каталог сильных зт. (сл) 167–169
 Керченский п-ов 448, 449, 451
 Керченский пролив 451–463
 Кизыл-ванкская к. (ар) 298, 300–302
 Киммерийцы (ис) 348, 450

 Киш (ис) 78
 Кносс (ар) 262, 272–274
 Кобдинский р. (нт) 105
 Колесо со спицами (ис) 291, 344
 Коллювиальный клин (нт) 291, 356, 376
 Конеголовые скипетры (ар) 65, 344, 505
 Кра, лавовый поток (вл) 250–257
 Красноводско-Болшебалханская зона (сл) 428
 Красноводское зт. 1895 г. (сл) 195, 436, 437
 Красной реки р. (нт) 98
 Крито-Эллинская дуга (нт) 86, 142, 143
 Критская держава (ис) см. Минойская держава
 Критское зт. 365 г. (сл) 183, 220, 475
 Кромлехи 305, 307
 Ксианшухе р. (нт) 97, 98
 КУАК (ар) см. Куро-аракская к.
 Кубань, река 463, 464
 Кукутени-трипольская к. (ар) см. Трипольская к.
 Культурогенез (ар) 18, 19
 Курайско-Чуйская з.р. (нт) 109
 Куро-аракская к. (ар) 63, 68, 160, 291–303, 348, 349, 353, 356, 387, 389, 413, 469

 Лаки, извержение 1783 г. (вл) 250, 254
 Левантская з.р. (нт, сл) 83, 85, 109
 116–118, 175–177, 179, 185–187, 403, 476
 Линейно-ленточной керамики к. (ар) 64, 343
 Лужицкая к. (ар) 507
 Лчашен (ар) 36, 303, 309, 313
 Лчашен-мецаморская к. (ар) 303, 309, 313, 325, 327, 339
 Лчашенская крепость (ар) 36, 309

 Майкопская к. (ар) 288
 Макранский фронтальный р. (нт) 88, 89
 Маку р. (нт) 126, 164, 374, 386, 387, 390, 403
 Малое скандинавское оледенение (кл) 24, 25, 69, 84, 85, 476, 504, 508
 Малокавказский синтаксис (тк) 86, 400–404
 Мангазета (ис) 509
 Ману (мф) 80
 Мегалит (ар) 343–346
 Мезо-Тетис (тк) 83, 84
 Менгир (ар) 305, 313, 318, 346
 Меоты (эт) 451

- Месопотамский пр. (нт) 74, 87, 283, 433
 Механизмы очагов землетрясений Каспия (нт) 436
 Мецмор (ар) 301, 303
 Мёртвое море 40–42, 117, 350, 351, 475
 Микенская к. (ар) 275, 451
 Микены (ис) 275
 Микулинское межледниковье (кл) 23
 Минойская держава (цивилизация) (ар, ис) 272–276, 284, 285, 470, 491, 522
 Митанни (ис) 340, 346
 Митаннийские арии (ис) 346
 Моша р. (нт) 133
 Мраморное море (нт) 351, 467
 Мутагенное воздействие активных р. (гн, нт) 154–157, 278
- Народы моря (ис) 470
 Нарын-Сонкульская з.р. (нт) 102
 Натуфийская к. (ар) 47, 48, 53
 Неа Никомедия (ар) 64
 Немрут (вл) 385, 404
 Неолитическая революция (ис) 47
 Нео-Тетис (тк) 83, 84
 Нижнекуринская вп. (нт) 429, 431, 432, 434, 437
 Низир-Ницир, гора (ис) 74
 Нил 42–44, 65, 66, 146, 469
 Нимфейская тр. (пг) 449, 450
 Ниневия (ис) 74, 76
 Ниппур (ис) 75, 78
 Новоданиловская к. (ар) 65
 Новокаспийская тр. (пг) 421
- Одеро-Днепровская прародина славян (ар, эт) 506
 Окружающая среда (эл) см. Биосфера
 Ольвия (ар, ис) 447, 449, 451
 Оползневая опасность (гэ, мд) 379–384
 Орбитально-астрономические воздействия на климат и тектонику 479–483
 Открытая диссипативная система (мд) 21, 490–493
- Палео-Тетис (тк) 84
 Пальмиро-Апшеронский линеамент (нт) 127
 Памбак-Севанская (-ий) з.р., р. (нт) 86, 87, 122, 351, 362, 363, 367, 368, 408, 413, 418, 470
 Памиро-Каракорумский р. (нт) 86, 93
 Пантикапей (ар, ис) 447, 448, 451
 Паратетис (тк) 429
- Патогенное воздействие активных р. (нт) 149–153, 510, 511
 Патрей (ар, ис) 448, 450, 461
 Пенджабско-Памирский синтаксис (тк) 86
 Персидский залив 38, 39, 114, 283, 472
 Петроглифы Сюника (ар) 237, 238, 290–292, 341, 393, 395
 Порак (вл) 290, 291, 349, 391–393, 395, 469
 Поракская структура pull-apart (нт) 315, 349, 350, 391, 399, 414
 Потоп (би) 72–77, 282, 283, 521
 Природная катастрофа (оп) 13, 14, 503, 504
 Приуроченность городов к активным разломам (гэ) 513
 Причерноморье (ис) см. Северное Причерноморье
 Производящая экономика (ис) 15, 18, 47, 54, 63–66, 497
 Промышленная революция (ис) 476
 Протоарийская ветвь индоевропейцев (эт) 343, 345, 505
 Протославяне (эт) 506
 Протохетты (эт) 343, 344
 Протохурриты (эт) 341
- Радиоуглеродное датирование (мд) 19–22
 Развитые и развивающиеся страны (ис) 499–502
 Раздан, река 407, 408, 410, 411
 Ранневизантийский пароксизм (нт, сл) 183–187, 194, 227, 467, 477
 Раннее комплексное общество (ис) 468, 505
 Раннехвалынская тр. (пг) 420
 Рас-Шамра (Угарит, ар) 51, 53, 58, 300
 Регулирование численности населения (эл) 501
 Ригведа (ис) 343
 Рим, Римская империя (ис) 69, 451, 474, 475
 Рудбарское эт. 1990 г. (сл) 131, 431, 433, 439
 Ряд систем по степени сложности (фс) 492
- Самаррская к. (ар) 58, 77
 Самоорганизация или саморегулирование системы (мд) 490, 496
 Санторин (вл) 80, 229, 258, 261, 284

- Сардарпат-Нахичеванский р. (нт) 126, 374, 386, 403, 415, 417
 Сардури II (ис) 303, 339, 398, 399
 Сарматы (ис, эт) 451, 508
 Сбланасированное развитие (эл) 498
 Севан, оз. 36, 37, 39, 227, 290, 303, 304, 307, 315, 324, 349, 351, 391, 408–415, 469, 475
 Севано-узерликская к., группа (ар) 302, 335
 Северное Причерноморье (ар, ис, эт) 64, 65, 67, 301, 451, 468, 506
 Северный морской путь (гл, гл) 509
 Северо-Анатолийская з.р. (нт, сл) 88, 109, 120–123, 137, 175, 179, 181, 183–187, 475
 Северо-Армянская дуга активных р. (нт) 123, 127, 401
 Северо-Тебризский р. (нт) см. Тебризский р.
 Северо-Эгейская з.р. (нт) 141, 351, 466
 Сейсмический цикл (сл) 182, 479, 484
 Сераглио на о-ве Кос (ар, вл) 263, 284
 Сераписа храм (ар, нт) 146, 147
 Сиалк (ар) 61, 288
 Синды (эт) 451, 464
 Синхронность тектонических и климатических вариаций 479–483, 504, 522
 Сиони комплекс (ар) 63, 290
 Система Арал–Сарыкамыш–Узбой (гл) 27–31, 280, 281, 472
 Система геодинамических воздействий на среду обитания человека (мд) 278, 377
 Системный анализ (мд) 21, 279
 Скифская плита (тк) 85
 Скифы (ис, эт) 348, 451, 507
 Сколоты (ис, эт) 508, 510
 Смещения подземных оросительных галерей (нт) 135, 136
 Совершенствование человека (эт) 494–496
 Содом и Гоморра (би) 247, 257
 Социальная система (фл) 491
 Социально-политический кризис (ис, гэ) 468–472, 474, 506, 522
 Спитакское зт. 1988 г. (сл) 14, 124, 149, 150, 164, 165, 182, 220, 362, 364, 365, 377, 418, 433
 Средневековый климатический оптимум (кл) 26, 28
 Среднестоговская к. (ар) 65
 Старая Кубань (пг) 463, 464
 Сток Волги (гл) 424
 Структура push-inside (оп) 366, 367
 Сурско-днепровская к. (ар) 65
 Сурхоб-Илякская з.р. (нт) 95, 146, 149
 Сходство социальных и биологических систем (фс) 492, 493
 Сюникская структура pull-apart (нт) 231–246 305, 355–357, 390, 391, 399, 413, 469
 Сюникское нагорье (нт) 290, 292, 305–307, 349, 371, 374, 375
 Таласо-Ферганский р. (нт) 101, 103, 104, 108, 149
 Талышская дуга (нт) 126, 127, 404, 429, 431
 Таманский залив 448, 456, 458–461, 463
 Таманский п-ов (ис, нт) 445, 449, 451, 455–465
 Тебризский р. (нт) 86, 126, 128, 349, 374, 390
 Тектодинамическая (тектоническая) система (мд) 279, 491
 Тендурек (вл) 385
 Теория Миланковича и её развитие (ас, кл) 486
 Терроризм (эк) 501, 502
 Тибет (кл, нт) 31–34, 147, 476, 488
 Тигран I (ис) 304
 Тигран II (ис) 304
 Тмутаракань (ис) 452
 Триапетская к., ТК (ар) 298–302, 322, 347, 348
 Трианда на о-ве Родос (ар, вл) 263
 Трипольская к. (ар) 67, 343, 345, 468, 505, 510
 Троя (ис) 146, 276, 466
 Троянская война (ис) 146, 276, 451
 Туранская плита (тк) 85, 139, 175, 428
 Тутмос III (ис) 264, 275
 Тшинецко-комаровская к. (ар) 507, 590
 Тянь-Шань-Интеркосмос-88 (нт) 149
 Убейдская (Эль-Обейд) к. (ар) 60, 76, 77, 288
 Ур (ис) 75, 76, 78, 79, 340, 346
 Урартская к. (ар) 38, 304
 Урарту (ис) 38, 304, 347, 348, 418, 474
 Урмия, оз. 38, 39, 60, 77, 290–293, 298
 Урук (ис) 76, 78, 79
 Урукская к. (ар) 77
 Устойчивое развитие (sustainable development) (эл) 398–504, 524

Устойчивое развитие России (эл)
513–520

Фанагорийская рг. (пг) 447, 448, 465–468
Фанагория (ар, ис) 447, 451, 460, 462, 463
Фаюм (ар) 66
Фера (вл) см. Санторин
Филистимляне (ис, эт) 471
Фиолетово (нт, ар) 298, 320, 351
Фиолетовская вп., структура push-inside
(нт) 353–355, 357, 359, 376, 377, 379
Формационный подход (ис) 18
Фронтальная з.р. Гималаев (нт) 93

Хаджилар (ар) 49, 53–59, 288
Хаджи Мухаммед к. (ар) 60, 77, 79
Хазария, захары (ис, эт) 421, 422, 451
Хайк (мф, ис) 347
Халафская к. (ар) 54, 58, 77, 288, 391
Ханарасарская (-ий) 87, 122, 123, 305,
314, 320, 349, 367, 368, 371, 390–392, 395,
399, 403, 412, 469
Хангайский р. (нт) 106, 107
Хараппская к. (ар) см. Индская цивили-
зация
Хассунская к. (ар) 53, 58, 288
Хатти (эт) 288
Хебарие (ар, вл) 251–253, 256
Херсонес (ар, ис) 447, 451
Хеттское гс (ис) 470
Хирбет-Кумран (ис, нт) 117, 118
Хирбет-Умбаши (ар, вл) 251–254, 256
Хирукитиа (ар) 65
Хорезмский оазис 68
Хорхорская клинопись (ис, вл, сл) 171,
397, 398
Хуррито-урартские языки (лг) 340
Хурритский язык (лг) 340, 346, 493
Хурриты (ис, эт) 340, 472

Цахкадзорское эт. 1827 г. (сл) 167, 362,
415
Центрально-Устюртский р. (нт) 140, 281
Цивилизация (ис, оп) 17, 501
Циклический подход (ис) 18

Чаманский (Мукур-Чаманский) р. (нт)
85, 88, 89
Чатал Хююк (ар) 49, 53–55, 59, 288, 393
Чаудинская тр., терраса (пг, ст) 453, 455
Чернолесская к. (ар) 507, 508
Чёрное море 23, 39, 445, 446, 450, 452,
465–468
Числа Вульфа (ас) см. Внутривековые
вариации солнечной активности
Чох (ар) 286

Шенгавит (ар) 290, 293–295
Шида Картли (ар) 290, 293
Шулавери-Шомутепе к. (ар) 63, 288
Шумер (ис) 60, 68, 75, 282, 468, 470
Шумерский язык (лг) 78
Шумеры (эт) 78
Шурупк (ис) 74, 76, 78

Эгейский регион (ис, нт) 142, 143,
174–176, 183, 185, 466, 470–475
Эгосистема (эл) 496
Экологическая ниша (эл) 493–495
Экологический кризис (эл) 498, 523, 524
Элам, эламиты (ис, эт) 471
Эльбурс (нт) 131
Эль-Габ, вп. 49, 50, 120, 351
Эльпинская вп., структура push-inside
(нт) 359–361, 367
Энтропия (мд) 490
Эпоха викингов (кл., ис) см. Средневе-
ковый климатический оптимум
Эреду к. (ар) 60, 77, 388
Эрзинджанская вп. (нт) 363–366
Эрзинджанское эт. 1939 г. (сл) 366
Эртайский р. (нт) 105
Этические и эстетические нормы (эт)
494, 495
Этнос (эт) 18

Южно-Азовский р. (нт) 460
Южно-Каспийская вп. (нт) 139, 429–438,
441–443

Ядонг-Гулу з.р. (нт) 100
Яхмес I (ис) 264, 266

Научное издание

Трифонов Владимир Георгиевич
Караханян Аркадий Степанович

**ГЕОДИНАМИКА
И ИСТОРИЯ
ЦИВИЛИЗАЦИЙ**

*Утверждено к печати
Ученым советом
Геологического института
Российской академии наук*

Зав. редакцией *Н.А. Степанова*
Редактор *Г.С. Куликов*
Художник *Ю.И. Духовская*
Художественный редактор *В.Ю. Яковлев*
Технический редактор *В.В. Лебедева*
Корректоры
А.Б. Васильев, Р.В. Молоканова, А.В. Морозова

Подписано к печати 11.03.2004
Формат 70×100 ¹/₁₆. Гарнитура Таймс
Печать офсетная
Усл.печ.л. 54,6. Усл.кр.-отт. 55,3. Уч.-изд.л. 55,3
Тираж 500 экз. Тип. зак. 3193

Издательство “Наука”
117997, Москва, Профсоюзная ул., 90
E-mail: secret@naukaran.ru
Internet: www.naukaran.ru

Санкт-Петербургская типография “Наука”
199034, Санкт-Петербург, 9-я линия, 12

В ИЗДАТЕЛЬСТВЕ “НАУКА”
ГОТОВИТСЯ К ПЕЧАТИ:

Найденов В.И.

**Нелинейная динамика поверхностных вод суши /
В.И. Найденов. – М.: Наука, 2004. – ISBN 5-02-032910-X**

В монографии изложены результаты многолетних исследований в области нелинейной динамики колебаний уровня водоемов, осадков и речного стока, – основных составляющих элементов поверхностных вод суши. Рассмотрены проблемы устойчивости стационарных и нестационарных режимов теплопроводности по отношению к малым возмущениям температуры. Показано, что совместные процессы теплообмена и водного баланса сказываются неустойчивыми. Предложен механизм тепловой неустойчивости процесса испарения для объяснения широко известных гидрологических и климатических феноменов: резких колебаний уровня Каспийского моря, глобального потепления климата Земли, эффекта Харста для расходов р. Нил и других рек. Теоретически предсказано возникновение халинной конвекции Марангони, которая существенным образом определяет газо- и теплообмен поверхностных вод Мирового Океана с атмосферой.

Для специалистов в области гидрологии, гидрогеологии, гидрохимии, гидрофизики, экологии.

В ИЗДАТЕЛЬСТВЕ “НАУКА”
ГОТОВИТСЯ К ПЕЧАТИ:

Климат в эпохи крупных биосферных перестроек / Гл. редакторы: М.А. Семихатов, Н.М. Чумаков. – М.: Наука, 2004. – (Тр. ГИН РАН; Вып. 550). – ISBN 5-02-032917-7

Реконструирована палеоклиматическая зональность для 20 стратиграфических уровней палеогена, мезозоя перми, венда и проанализирована динамика климатических изменений. Охарактеризованы основные типы климата Земли: ледниковый и безледниковый, а также переходные климаты. В масштабе эонов выявлена тенденция необратимого похолодания, выражающаяся в увеличении роли оледенений от эпизодической до периодической. Обнаружена корреляция климатических событий с эндогенной активностью Земли. Показано, что климатические изменения являются элементом всех биосферных перестроек (причина, подготовка или последний толчок). На примере перми и триаса рассматривается актуальная проблема анализа характера событий, происходящих в биосфере при переходе от ледникового климата, подобного современному, к безледниковому климату типа мезозойского.

Для геологов, геофизиков, палеонтологов и экологов.

**АДРЕСА КНИГОТОРГОВЫХ ПРЕДПРИЯТИЙ
ТОРГОВОЙ ФИРМЫ “АКАДЕМКНИГА” РАН**

Магазины “Книга-почтой”

121099 Москва, Шубинский пер., 6; 241-02-52
197345 Санкт-Петербург, ул. Петрозаводская, 7Б; (код 812) 235-40-64

Магазины “Академкнига” с указанием “Книга-почтой”

690088 Владивосток, Океанский пр-т, 140 (“Книга-почтой”); (код 4232) 45-27-91
antoli@mail.ru
620151 Екатеринбург, ул. Мамина-Сибиряка, 137 (“Книга-почтой”); (код 3432)
50-10-03 KNIGA@SKY.ru
664033 Иркутск, ул. Лермонтова, 298 (“Книга-почтой”); (код 3952) 42-96-20
660049 Красноярск, ул. Сурикова, 45; (код 3912) 27-03-90 AKADEMKNIGA@KRASMAIL.RU
220012 Минск, проспект Ф. Скорины, 72; (код 10375-17) 232-00-52, 232-46-52
117312 Москва, ул. Вавилова, 55/7; 124-55-00 akadkniga@voxnet.ru http://akadkniga.nm.ru
117192 Москва, Мичуринский пр-т, 12; 932-74-79
103054 Москва, Цветной бульвар, 21, строение 2; 921-55-96
113105 Москва, Варшавское ш., 9, Книж. ярмарка на Тульской (5 эт.); 737-03-33,
737-03-77 (доб. 50-10)
630901 Новосибирск, Красный пр-т, 51; (код 3832) 21-15-60 akademkniga@mail.ru
630090 Новосибирск, Морской пр-т, 22 (“Книга-почтой”);
(код 3832) 30-09-22 akdtn2@mail.nsk.ru
142290 Пушкино Московской обл., МКР “В”, 1 (“Книга-почтой”);
(код 277) 3-38-80
443022 Самара, проспект Ленина, 2 (“Книга-почтой”); (код 8462) 37-10-60
191104 Санкт-Петербург, Литейный пр-т, 57; (код 812) 272-36-65 ak@akbook.ru
199164 Санкт-Петербург, Таможенный пер., 2; (код 812) 328-32-11
194064 Санкт-Петербург, Тихорецкий пр-т, 4; (код 812) 247-70-39
199034 Санкт-Петербург, Васильевский остров, 9-я линия, 16;
(код 812) 323-34-62
634050 Томск, Набережная р. Ушайки, 18; (код 3822) 51-60-36 akademkniga@mail.tomsknet.ru
450059 Уфа, ул. Р. Зорге, 10 (“Книга-почтой”); (код 3472) 24-47-74
450025 Уфа, ул. Коммунистическая, 49; (код 3472) 22-91-85

Коммерческий отдел, г. Москва

Телефон 241-03-09

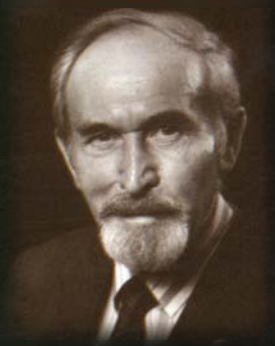
E-mail: akadem.kniga@g 23.relcom.ru

akadkniga@voxnet.ru

Склад, телефон 291-58-87

Факс 241-02-77

*По вопросам приобретения книг
государственные организации
просим обращаться также
в Издательство по адресу:
117997 Москва, ул. Профсоюзная, 90
тел. факс (095) 334-98-59
E-mail: [initsiat @ naukaran.ru](mailto:initsiat@naukaran.ru)
Internet: www.naukaran.ru*



Трифонов Владимир Георгиевич — доктор геолого-минералогических наук, профессор, лауреат Государственной премии, председатель проекта «Карта крупных активных разломов Мира» Международной программы «Литосфера», заведующий лабораторией неотектоники и современной геодинамики Геологического института РАН (Москва). Признанный специалист в областях неотектоники, современной геодинамики, сейсмотектоники и геоэкологии. Широко известен в России и за рубежом исследованиями механизмов новейшего тектогенеза, активных тектонических процессов и их воздействий на жизнь и развитие общества. Автор 230 научных трудов, в том числе книг «Позднечетвертичный тектогенез», «Тектоническая расслоенность литосферы и региональные исследования», «Неотектоника Евразии», «Современная геодинамика Альпийско-Гималайского коллизийного пояса».



Караханян Аркадий Степанович — доктор геолого-минералогических наук, заведующий лабораторией тектоники и сейсмотектоники Института геологических наук НАН Армении, руководитель Научно-исследовательской компании «Геориск» (Ереван). Известный специалист в областях неотектоники и молодого вулканизма, сейсмотектоники и оценки геологических опасностей в горных странах, признанный лидер в исследовании геодинамических процессов исторического времени на территории Армянского нагорья и в соседних регионах. Автор 80 научных трудов, в том

числе «Тектоническое воздействие на природную среду озера Севан», «Голоцен — исторический вулканизм и активные разломы как фактор природного риска для Армении и сопредельных стран», «Оценка скоростей движений и интервалов повторяемости сильных землетрясений вдоль внутриконтинентальных разломов».

ISBN 5-02-002814-2



9 785020 028142

