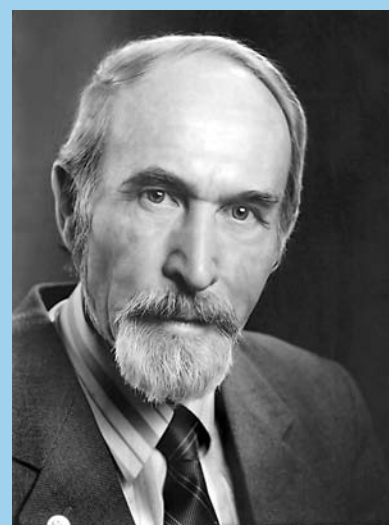




ТРУДЫ
ГЕОЛОГИЧЕСКОГО
ИНСТИТУТА

ISSN 0002-3272



Трифонов Владимир Георгиевич, доктор геолого-минералогических наук, профессор, лауреат Государственной премии РФ, главный научный сотрудник ФГБУН Геологического института РАН.

Известен многочисленными трудами по теоретической тектонике, неотектонике и активному разломообразованию.

Трифонов В.Г. НЕОТЕКТОНИКА ПОДВИЖНЫХ ПОЯСОВ

В.Г. Трифонов

НЕОТЕКТОНИКА ПОДВИЖНЫХ ПОЯСОВ



Российская академия наук
Федеральное государственное бюджетное учреждение науки
Геологический институт Российской академии наук



Российский фонд фундаментальных исследований



Russian Academy of Sciences
Geological Institute of the Russian Academy of Sciences

The Russian Foundation for Basic Research



Transactions of the Geological Institute

Founded in 1932
Vol. 614

V.G. Trifonov

Neotectonics of Mobile Belts

Moscow
GEOS
2017

Труды Геологического института

Основаны в 1932 году
Вып. 614

В.Г. Трифонов

Неотектоника подвижных поясов

Москва
ГЕОС
2017

УДК 551.24
ББК 26.32
Т 78

Ответственный редактор
К.Е. Дегтярёв

Редакционная коллегия:
М.А. Федонкин (главный редактор), *Н.Б. Кузнецов* (заместитель главного редактора),
Г.Н. Александрова (ответственный секретарь), *М.А. Ахметьев*, *Ю.О. Гаврилов*, *А.Б. Герман*, *К.Е. Дегтярёв*,
А.В. Дронов, *В.А. Захаров*, *В.Б. Курносов*, *В.Ю. Лаврушин*, *М.Г. Леонов*, *Ю.Г. Леонов*,
Б.Г. Покровский, *М.А. Рогов*, *М.А. Семихатов*, *С.Д. Соколов*, *М.И. Тучкова*, *М.Д. Хуторской*, *Н.П. Чамов*

Рецензенты:
П.А. Игнатов, *Н.Б. Кузнецов*

Т 78 **Труды Геологического института** / Геол. ин-т. — М.: Изд-во АН СССР, 1932–1964. — М.: Наука, 1964. — ISSN 0002-3272

Вып. 614: Неотектоника подвижных поясов / Трифонов В.Г.; Отв. ред. К.Е. Дегтярёв. — М.: GEOS, 2017. — 180 с.; ил.

ISBN 978-5-89119-748-1 (в пер.)

В первой части книги рассматриваются Байкальская и Исландская рифтовые системы, Курило-Камчатская зона субдукции и Альпийско-Гималайский коллизионный пояс как тектонотипы различных новейших геодинамических обстановок. Вторая часть посвящена общим закономерностям неотектоники подвижных поясов. Это: диффузность границ плит, их тектоническая расслоенность и переход большинства зон субдукции в горизонтальные линзы на уровне переходного слоя мантии, которые усложняют плейт-тектоническую теорию, а также усиление вертикальных движений и формирование горных систем в плиоцен-четвертичное время, не находящие объяснения в рамках этой теории. Предлагается модель «тектоники мантийных течений», которая объясняет как плейт-тектонические процессы, так и периодическое усиление вертикальных движений в короткие эпохи геологической истории, к которым принадлежит плиоцен-квартер.

Для специалистов в области наук о Земле.

ББК 26.32

Издание осуществлено при финансовой поддержке
Российского фонда фундаментальных исследований по проекту № 17-15-00120.
Издание РФФИ не подлежит продаже

Responsible Editor
K.E. Degtyarev

Editorial Board:
M.A. Fedonkin (Editor-in-Chief), *N.B. Kuznetsov* (Deputy Editor-in-Chief),
G.N. Aleksandrova (Executive Secretary), *M.A. Akhmetiev*, *Yu.O. Gavrilov*, *A.B. Herman*, *K.E. Degtyarev*,
A.V. Dronov, *V.A. Zakharov*, *V.B. Kurnosov*, *V.Yu. Lavrushin*, *M.G. Leonov*, *Yu.G. Leonov*,
B.G. Pokrovsky, *M.A. Rogov*, *M.A. Semikhatov*, *S.D. Sokolov*, *M.I. Tuchkova*, *M.D. Khutorskoy*, *N.P. Chamov*

Reviewers:
P.F. Ignatov, *N.B. Kuznetsov*

Transactions of the Geological Institute / Geological Inst. — Moscow: Publishers of the USSR Academy of Sciences, 1932–1964. — Moscow: Nauka, 1964. — ISSN 0002-3272

Vol. 614: Neotectonics of Mobile Belts / Trifonov V.G.; Ed. by K.E. Degtyarev. — Moscow: GEOS, 2017. — 180 p.; ill.

ISBN 978-5-89119-748-1 (in cloth)

The Baikal and Icelandic rift systems, the Kurily-Kamchatka subduction zone, and the Alpine-Himalayan collision belt are described as tectonotypes of different geodynamic situations in the first part of the book. The second part is devoted to general neotectonic regularities of mobile belts. They are diffusion of plate boundaries, tectonic layering of the lithosphere, and transformation of majority of the subduction zones into the horizontal zones in the transition layer of the mantle, which complicate the plate tectonic theory, as well as acceleration of vertical movements and intense mountain building in the Pliocene and Quaternary that can not be explained by this theory. The model of “tectonics of mantle flows” is represented. It explains both the plate tectonic processes and the periodic intense vertical movements during the short geological epochs like the Pliocene and Quaternary.

The book is interesting for specialists in different geosciences.

Published at financial support
of the Russian Foundation for Basic Research, grant 17-15-00120.
The edition of the RFBR isn't subject for sale

На первой странице переплета: Северный Тянь-Шань (фото В.Г. Трифонова)

ISBN 978-5-89119-748-1

© В.Г. Трифонов, 2017
© ГИН РАН, 2017
© GEOS, 2017

Оглавление

Введение	9
----------------	---

Часть первая

Тектонотипы новейших геодинамических обстановок подвижных поясов

Глава 1. Рифтовые системы	15
1.1. Байкальская рифтовая система	15
1.2. Исландская рифтовая система	19
1.3. Сравнительный анализ рифтовых структур	26
Глава 2. Островные дуги и активные континентальные окраины (области субдукции)	29
2.1. Курило-Камчатская островодужная система	29
2.2. Сравнительный анализ островных дуг и активных континентальных окраин	36
2.3. Продольные сдвиги по периферии Тихого океана	37
Глава 3. Альпийско-Гималайский коллизионный пояс	39
3.1. Тянь-Шань–Памиро–Гималайский регион и Центральная Азия	41
3.1.1. Активные разломы	43
3.1.2. Новейшая структура и её развитие	49
3.2. Аравийско-Кавказский регион	66
3.2.1. Активные разломы	66
3.2.2. Новейшая структура и её развитие	75
3.2.3. Новейший вулканизм	88
3.3. Альпийская Европа	95
3.3.1. Тектоническая зональность	95
3.3.2. Новейшие рифты и впадины	98
3.3.3. История новейшего тектогенеза	101
3.3.4. Позднекайнозойская геодинамика	104

Часть вторая

Общие проблемы неотектоники

Глава 4. Модернизация плейт-тектонической теории (неотектоническая расслоенность литосферы, диффузные границы плит, большие мантийные клинья)	111
4.1. Диффузные границы плит и большие мантийные клинья	111

4.2. Принципы обнаружения и изучения неотектонической расслоенности литосферы	115
4.3. Проявления неотектонической расслоенности литосферы в областях современной коллизии и на активных континентальных окраинах	116
4.4. Причины тектонической расслоенности и структурно-динамической дисгармонии между слоями литосферы	121
Глава 5. Новейшее горообразование	123
5.1. История новейшего горообразования в Альпийско-Гималайском поясе	123
5.2. Особенности новейшего горообразования в других орогенических поясах	132
5.3. Глубинные источники новейшего горообразования	134
5.3.1. Геолого-геофизические данные	134
5.3.2. Сейсмотомографические данные	141
5.3.3. Сопоставление данных и модель неотектонического развития Альпийско- Гималайского пояса	148
Глава 6. Тектоника мантийных течений	151
Заключение	161
Литература	163

Content

Introduction	9
---------------------------	---

The first part

Tectonotypes of recent geodynamic situations in mobile belts

Chapter 1. Rift systems	15
1.1. Baikal rift system	15
1.2. Iceland rift system	19
1.3. Comparative analysis of rift structures	26
Chapter 2. Island arcs and active continental margins (areas of subduction)	29
2.1. Kurily-Kamchatka island arc system	29
2.2. Comparative analysis of island arcs and active continental margins	36
2.3. Longitudinal strike-slip faults around the Pacific	37
Chapter 3. Alpine-Himalayan collision belt	39
3.1. Tien Shan–Pamir–Himalayan region and Central Asia	41
3.1.1. Active faults	43
3.1.2. Neotectonic structure and its development	49
3.2. Arabia-Caucasus region	66
3.2.1. Active faults	66
3.2.2. Neotectonic structure and its development	75
3.2.3. Modern volcanism	88
3.3. Alpine Europe	95
3.3.1. Tectonic zonation	95
3.3.2. Modern rifts and basins	98
3.3.3. Neotectonic development	101
3.3.4. Late Cenozoic geodynamics	104

The second part

General neotectonic problems

Chapter 4. Modernization of the plate tectonic theory (neotectonic layering of the lithosphere, diffuse plate boundaries, big mantle wedges)	111
4.1. Diffusion plate boundaries and big mantle wedges	111

4.2. Principles of identification and studies of neotectonic layering of the lithosphere	115
4.3. Manifestations of neotectonic layering of the lithosphere in the recent collision regions and active continental margins	116
4.4. Sources of tectonic layering and structural-dynamic discordance between the lithosphere layers	121
Chapter 5. Recent mountain building	123
5.1. History of recent mountain building in the Alpine-Himalayan belt	123
5.2. Peculiarities of recent mountain building in the other orogenic belts	132
5.3. Deep-seated sources of recent mountain building	134
5.3.1. Geological and geophysical data	134
5.3.2. Data of seismic tomography	141
5.3.3. Correlation of the data and model of neotectonic development of the Alpine-Himalayan belt	148
Chapter 6. Tectonics of mantle flows	151
Conclusions	161
References	163

Введение

Неотектоника — часть геотектоники, изучающая самые молодые тектонические движения и создаваемые ими новейшие структуры. В.А. Обручев [1948], который ввел термин «неотектоника» в геологический обиход, отметил интенсивное горообразование как главную особенность новейшего этапа и понимал под ним эпоху формирования современного, прежде всего горного, рельефа. При таком понимании нижняя граница новейшего этапа может иметь разный возраст в разных регионах, т.е. быть скользящей.

Однако дальнейшие исследования С.С. Шульца [1948], Н.И. Николаева [1949, 1988] и других ученых показали, что в большинстве подвижных поясов первые признаки современного горообразования и иные проявления неотектонической активизации относятся чаще всего к олигоцену, и был принят олигоцен-четвертичный возраст новейшего этапа. Сейчас это признано большинством российских неотектонистов и распространено на Мировой океан, хотя есть области (например, Памиро-Гималайский регион), где некоторые черты новейшего этапа возникли еще в конце эоцена [Трифонов, 1999], и области (например, Сирия), где неотектоническая активизация началась только в миоцене [Неотектоника..., 2012].

Вместе с тем, отмечено, что становление особенностей новейшего этапа (контрастность рельефа и климатической зональности, горообразование, господство регрессий на континентах) происходило длительно и неравномерно, и в наибольшей мере они проявились лишь на его последней, плиоцен-четвертичной, стадии [Трифонов и др., 2012; Трифонов, 2016].

Особое место в неотектонических исследованиях занимает изучение активной тектоники и, прежде всего, активных разломов как ее главных проявлений. Под активными понимаются разломы, по которым перемещения наблюдаются

сейчас и могут ожидать в ближайшем будущем.

Поскольку тектонические движения происходят неравномерно и порою дискретно, необходим некий максимально приближенный к современности интервал времени, в течение которого параметры этих движений и связанного с ними образования и развития разломов проявляются достаточно полно. Таким интервалом в большинстве подвижных областей Земли, например в горах, является конец плейстоцена — голоцен, т.е. последние десятки тысяч лет [Trifonov, Machette, 1993; Трифонов, Кожурин, 2010].

В платформенных областях, где движения происходят вяло, а их сейсмические проявления редки и слабы, требуется больший интервал, чтобы оценить параметры активного разломообразования, и принимаются во внимание также результаты среднеплейстоценовых подвижек, т.е. последних 0.78 млн лет [Трифонов и др., 1993].

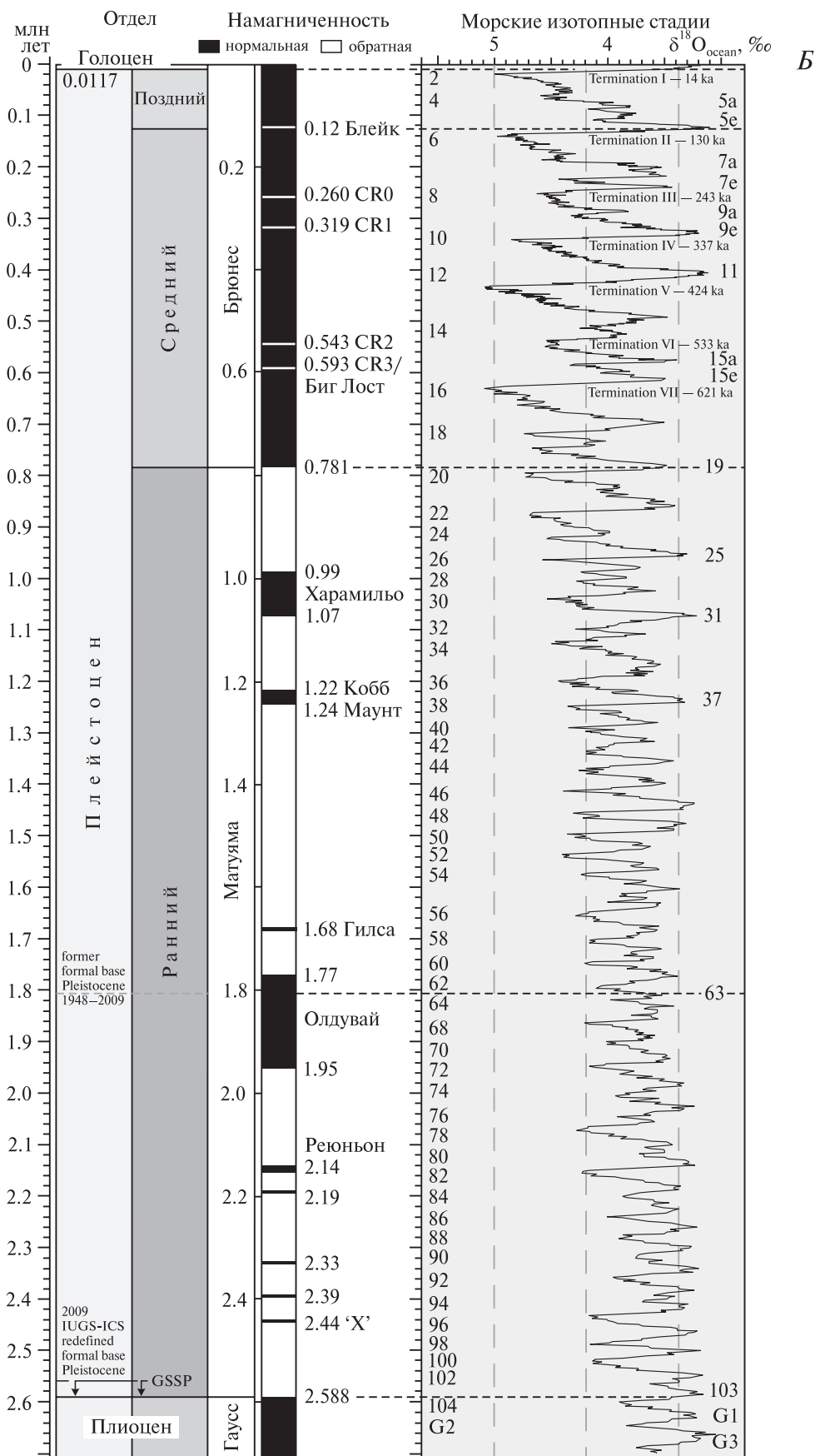
Как и геотектоника в целом, неотектоника разделяется на три главных направления: структурную геологию, историческую неотектонику и новейшую геодинамику. Структурно-геологическая неотектоника изучает морфологию и кинематику новейших структур. Историческая неотектоника посвящена истории формирования новейших структур и их соотношениям с более ранними структурами на рассматриваемой территории. Новейшая геодинамика исследует напряженно-деформированное состояние горных пород, приводящее к структурообразованию, его причины и механизмы.

В данной монографии сделана попытка осмыслить и обобщить главные проблемы неотектоники как части геотектоники и геодинамики на современном этапе их развития и предложить решения этих проблем. Их рассмотрение ограничено подвижными поясами, где проявления неотектоники особенно выразительны.

А

Эон	Эра	Система	Отдел	Ярус	млн лет
Фанерозойский	Кайнозойская	Четвертичная	Голоцен		0.0117
			Плейстоцен	Верхний	0.126
				Ионический	0.781
				Калабрийский	1.806
				Гелазский	2.588
		Неогеновая	Плиоцен	Пьяченцкий	3.600
				Занклский	5.332
			Миоцен	Мессинский	7.246
				Тортонский	11.608
				Серравалийский	13.82
				Лангийский	15.97
				Бурдигальский	20.43
				Аквитанский	23.03
		Палеогеновая	Олигоцен	Хаттский	28.4±0.1
				Рюпельский	33.9±0.1
			Эоцен	Приабонский	37.2±0.1
				Бартонский	40.4±0.2
				Лютетский	48.6±0.2
	Ипрский			55.8±0.2	
	Танетский			58.7±0.2	
	Палеоцен		Зеландский	~61.1	
			Датский	65.5±0.3	
	Мезозойская	Меловая	Верхний	Маастрихтский	70.6±0.6
				Кампанский	83.5±0.7
				Сантонский	85.8±0.7
				Коньякский	~88.6
				Туронский	93.6±0.8
				Сеноманский	99.6±0.9
				Нижний	Альбский
			Аптский		125.0±1.0
			Барремский		130.0±1.5
			Готеривский		~133.9
Валанжинский			140.2±3.0		
Берриасский			145.5±4.0		

Рис. 1. Стратиграфические колонки: мела и кайнозоя (А) и четвертичного периода (Б) (www.stratigraphy.org)



При выборе объектов, характеризующих те или иные черты неотектоники, отдавалось предпочтение объектам, изучавшимся автором лично, или, по крайней мере, тем, где автор имел возможность осмыслить результаты других исследователей при полевом посещении. Это дало возможность оценить разнообразие неотектонических проявлений одними глазами. Тем не менее во многих случаях предлагаемые в книге решения остаются гипотетическими.

Работа состоит из двух частей.

В первой, более обширной, части рассматриваются тектонотипы важнейших геодинамических обстановок новейшего этапа развития подвижных поясов Земли.

Вторая часть посвящена обсуждению общих проблем неотектоники и, в частности, природе вертикальных движений, приведших к новейшему горообразованию. Выявляются тектонические процессы, заставляющие модернизировать классическую теорию тектоники литосферных плит, и те процессы, которые не находят в ней удовлетворительного объяснения и приводят к более общей модели тектогенеза, охватывающей процессы, как осуществляющиеся в рамках взаимодействия плит, так и выходящие за его рамки.

В предлагаемой работе принимается хроностратиграфическая шкала, утвержденная на

33-м Международном геологическом конгрессе (www.stratigraphy.org) (рис. 1).

В российской геологии нижний плейстоцен мировой шкалы нередко называют эоплейстоценом, а средний разделяют на нижний и средний неоплейстоцен. Объёмы верхнего (нео)плейстоцена и голоцена в мировой и российской шкалах совпадают.

На юге Европейской России пользуются местной стратиграфической шкалой верхнего миоцена — квартера, основанной на геологии Кавказско-Каспийского региона. В ней верхний миоцен представлен сарматом, примерно соответствующим верхам серравалия и тортону, мэотисом и понтом, отвечающими мессинию. Выше выделяют продуктивную (балаханскую) серию или киммерий нижнего плиоцена, акчагыльский ярус верхнего плиоцена — нижнего эоплейстоцена (гелазия), апшеронский ярус, параллелизуемый с гурийскими слоями Причерноморья и соответствующий верхнему эоплейстоцену, т.е. калабрию мировой шкалы, и бакинский ярус, параллелизуемый с чаудинскими слоями и отвечающий нижнему неоплейстоцену, т.е. низам среднего плейстоцена мировой шкалы.

Работа выполнена при поддержке грантов РФФИ 14-05-00122 и 17-05-00727.

Часть первая

**ТЕКТОНОТИПЫ НОВЕЙШИХ
ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ОБСТАНОВОК
ПОДВИЖНЫХ ПОЯСОВ**

За основу типизации геодинамических обстановок и созданных ими ансамблей новейших структур взяты категории, предложенные в классической теории тектоники литосферных плит, сформулированной в трудах Дж. Уилсона, Ф.Вайна, Д.Мэтьюза, Б.Айзекса, Дж. Оливера, Л.Сайкса и других авторов [Новая глобальная тектоника, 1974]. Её первоначальный вариант сложился на неотектонических материалах и лишь позднее был приспособлен для интерпретации событий более древних геологических эпох.

В дальнейшем плейт-тектоническая теория была модернизирована и обнаружилось тектонические явления, ею не объясняемые, чему посвящена вторая часть монографии.

Для регионального обзора достаточно категорий первоначального варианта теории. Последовательно описываются подвижные пояса разного типа: зоны рифтов и спрединга, зоны субдукции и области коллизии на примере Альпийско-Гималайского пояса.

Глава 1

Рифтовые системы

1.1. Байкальская рифтовая система

Байкальская рифтовая система (рис. 2) охватывает юг Восточной Сибири и север Центральной Монголии, протягиваясь на 2500 км. Она относится к категории внутриконтинентальных рифтов и представлена серией грабенообразных впадин, ограниченных, осложнённых и соединённых между собой разломами.

На юго-западе системы, в Северной Монголии, находятся три впадины север-северо-восточного простирания: Бусийнгольская, Дархатская и Хубсугульская (с запада на восток). Они ограничены с юга Ахирулино-Агардашским и Цэцэрлэгским разломами, оперяющими крупный широтный новейший Хангайский левый сдвиг, и примыкают на севере к зоне субширотного Байкало-Мондинского разлома. Вдоль него вытянута Тункинская впадина, ограниченная с севера изогнутым разломом того же названия.

От восточного окончания Байкало-Мондинского разлома на северо-восток протягивается Байкальская рифтовая зона, разделённая перемычками на Южную, Центральную и Северную впадины. Восточнее выделяются простирающиеся на северо-восток Баргузинская, Баунтовская и более мелкие впадины. Северо-восточнее Байкальской зоны расположены (с запада на восток) Верхнеангарская, Муяканская, Верхнемуйская, Муйская, Чарская и Токкинская впадины. Они простираются на северо-восток и образуют левый кулисный ряд восток-северо-восточного простирания.

Вдоль оси ряда протягивается зона крупного разлома, называемого Муйско-Чарским [Солоненко и др., 1966; Шерман, Леви, 1978] или Байкало-Удаканским [Лукина, 1988]. Его восточная

часть выделена как Чана-Вакатский разлом. Чарская и Токкинская впадины не расположены в зоне этого разлома, а отклоняются от неё к северу.

Наиболее погружено гипсометрически (до -1187 м) дно Центрально-Байкальской впадины. Дно Южно-Байкальской впадины находится на отметках до -950 м, Тункинской — +700 м и Хубсугульской — +1375 м. Аналогичным образом повышаются минимальные отметки днища на северо-восток от Центральной впадины Байкала до -530 м в Северо-Байкальской впадине, +500 м — в Верхнеангарской, +680 м — в Муйской и +800 м — в Чарской. Хубсугульская и Байкальские впадины заполнены озёрами.

Различаются мощности и возраст осадочного выполнения впадин. Большая часть чехла Тункинской впадины мощностью до 3000 м относится к неогену. В Байкальской зоне сейсмопрофилированием, скоррелированным с разрезами побережий и данными бурения, выделены четыре осадочных комплекса [Логачёв, 1958, 1968; Николаев и др., 1985] (рис. 3).

Нижний комплекс (миоцен и нижний плиоцен) сложен терригенными породами с прослоями бурых углей. Его мощность составляет 1000–1500 м (возможно, до 2000 м) в Южной и Центральной впадинах Байкала, тогда как в Северо-Байкальской впадине аналогичные образования отсутствуют или крайне маломощны.

Второй комплекс, относимый к верхнему плиоцену и самым низам плейстоцена, представлен песчано-глинистыми отложениями раннего генезиса. Его максимальные мощности (до 1500 м) выявлены в Центральной впадине. Они велики также в южных частях Южной и Северной впадин, но северо-восточнее сокращаются до 50–70 м, и местами комплекс выклинивается.

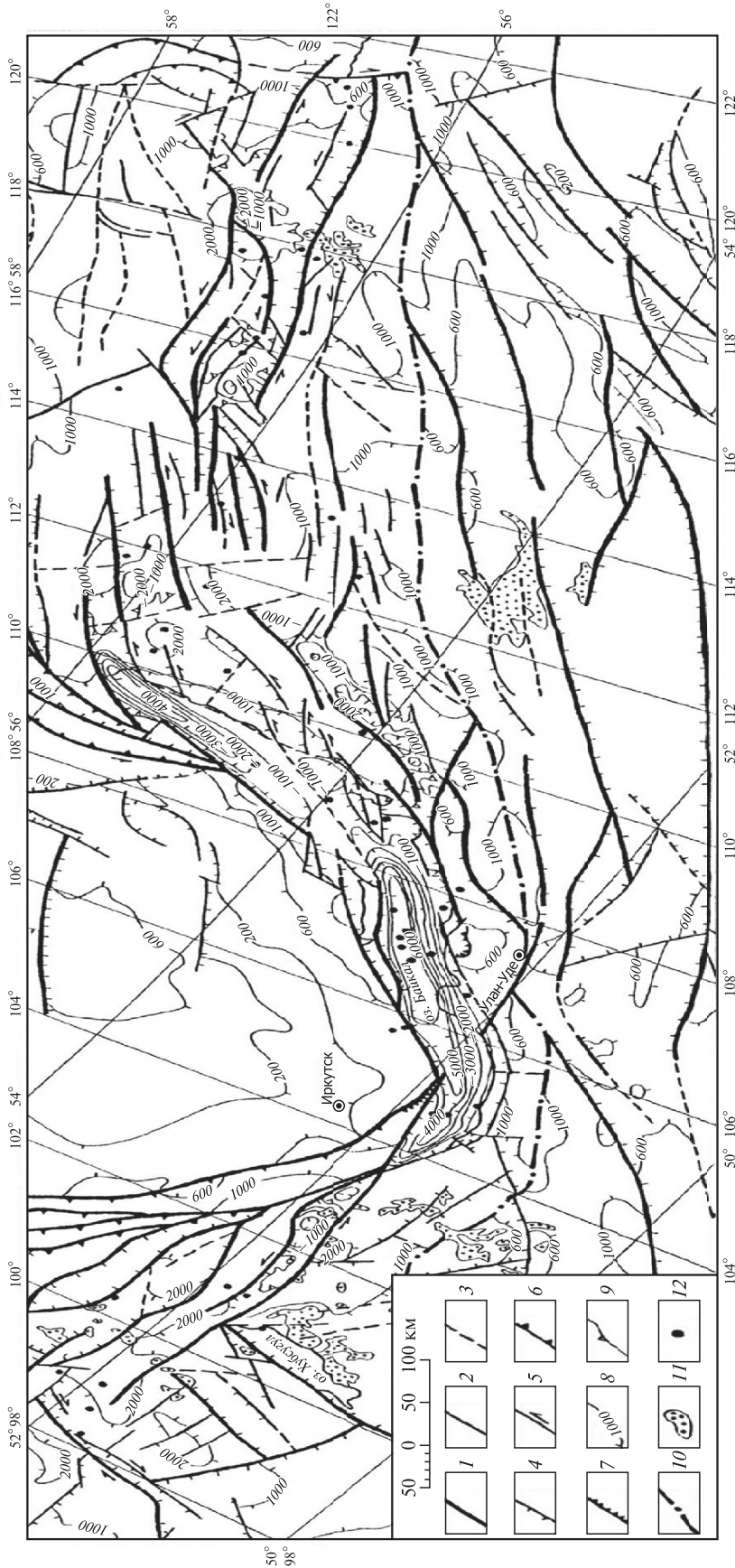


Рис. 2. Неотектоническая карта Байкальской рифтовой системы, по [Леви и др., 1983] с изменениями

1–7 — новейшие разломы; 2 — главные, 3 — предполагаемые, 4 — сбросы, 5 — сдвиги, 6 — надвиги, 7 — взбросы, 8 — изолинии амплитуд новейших вертикальных движений, м; 9 — границы новейших впадин; 10 — границы областей с различным возрастом новейших движений, олигоцен-четвертичным на северо-западе и миоцен-четвертичным — на юго-востоке; 11 — эпицентры землетрясений с магнитудами ≥ 5

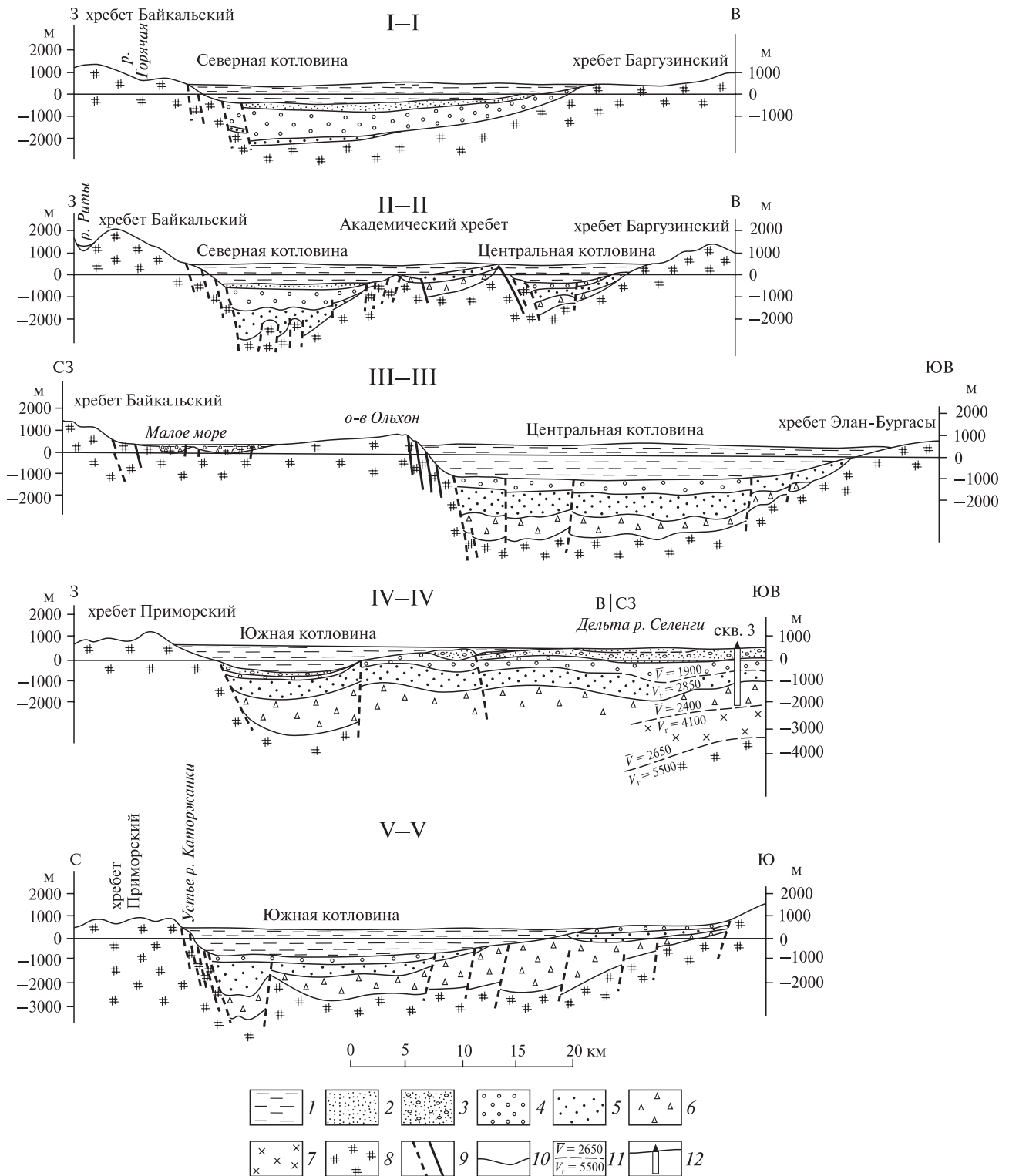


Рис. 3. Принципиальные геологические разрезы разных частей (с севера на юг) Байкальской рифтовой зоны [Николаев и др., 1985]

1 — вода; 2 — средний (верхняя часть) и верхний плейстоцен; 3 — четвертичные отложения недифференцированные; 4 — нижний (калорий) и средний (нижняя часть) плейстоцен; 5 — плиоцен и гелазий; 6 — миоцен и нижний плиоцен; 7 — юра; 8 — докембрий и нижний палеозой; 9 — разломы; 10 — сейсмические границы; 11 — скорости P-волн, м/с: \bar{V} — пластовые, V_r — граничные; 12 — скважина

Третий комплекс (нижний плейстоцен и низы среднего плейстоцена) представлен озёрными песками и глинами. Он наиболее мощен (до 1500 м) в Северо-Байкальской впадине, тогда как в Центральной и Южной впадинах не превышает 600 м.

Четвертый комплекс (средний, верхний плейстоцен и голоцен) сложен озёрными глинами с прослоями тонких песков и имеет наибольшую мощность (до 150 м) в Северной впадине. Южнее она не превышает 50 м.

Общим для всех комплексов является их постепенное утонение к юго-востоку, тогда как к образованному разломами северо-западному берегу озера они примыкают без сокращения мощности.

Аналогичные отложения известны в Баргузинской, Баунтовской и Джилиндинской впадинах Восточного Забайкалья. В Баргузинской впадине их мощность достигает 2000–3000 м, в других впадинах она меньше. Во впадинах северо-восточного окончания рифтовой системы общая мощность осадочного чехла обычно не превышает первых сотен метров и лишь в наиболее погруженных частях Верхнеангарской, Муйской и Чарской впадин больше 1000 м [Лунина и др., 2009]. Мощность миоцена — нижнего плиоцена в указанных впадинах сравнительно невелика, а местами эта часть разреза отсутствует.

Новейший базальтовый вулканизм проявлен на юго-западе (район Тункинской впадины, хребет Хамар-Дабан и отдельные поля далее к югу в Северной и Центральной Монголии), востоке (Витимское плоскогорье) и северо-востоке (хребет Удакан южнее Чарской впадины) рифтовой системы. В осадочном чехле Байкальской зоны вулканические образования неизвестны. По данным С.В. Рассказова [1993], вулканизм охватывал диапазон времени от ~20 млн лет до голоцена. При его сходстве в трёх указанных районах с юго-запада на северо-восток омолаживается возраст наиболее массовых извержений.

Разломы играют решающую роль в строении впадин. Сбросы образуют края впадин Северной Монголии. Их связывает с Байкальской зоной Байкало-Мондинский левый сбросо-сдвиг с переменной вертикальной компонентой смещений [Шерман и др., 1973]. Левым сбросо-сдвигом является и расположенный севернее изогнутый в плане Тункинский разлом.

Наиболее выразительны эшелонированно расположенные сбросы северо-западного края Байкальской зоны: Приморский, или Обручевский,

Ольхонский, Северо-Байкальский, Байкало-Конкудерский и др. Разломы прямолинейны и круто наклонены на юго-восток. Вертикальные смещения измеряются сотнями метров и местами превышают 1 км. Некоторые сбросы имеют подчинённую сдвиговую компоненту смещений [Солоненко и др., 1968; Лукина, 1988]. Такие же сбросы образуют северо-западный борт Баргузинской впадины. В отличие от разломов северо-западного берега Байкала разломы противоположного берега обычно непротяжённые и нередко дугообразно изогнуты. Характерны ступенчатые опускания, желоба растяжения, локальные погружения (залиты Провал и Сор).

Среди разломов северо-восточного окончания рифтовой системы наиболее значимы разломы северо-восточного простирания, определяющие грабенообразное строение впадин [Лунина и др., 2009]. Это сбросы и левые сбросо-сдвиги, у которых сдвиговая компонента смещений обычно уступает сбросовой [Геология и сейсмичность..., 1984]. Выраженное в рельефе четвертичное вертикальное смещение по этим разломам нередко превосходит 1000 м. К Муйской впадине приурочен эпицентр сильнейшего Муйского землетрясения 1957 г. с магнитудой 7.9. При землетрясении на протяжении 35 км возник уступ земной поверхности с амплитудой до 6 м и левосдвиговой составляющей смещения до 1.2 м. Общая протяжённость активизированного разлома — 140 км [Солоненко и др., 1966]. Для субширотной Муйско-Чарской зоны разломов, отдельные сегменты которой известны под собственными названиями, характерна более заметная левосдвиговая составляющая смещений, соизмеримая со сбросовой [Сейсмическое районирование..., 1977].

Итак, новейшие грабены Байкальской рифтовой системы ограничены сбросами, которые на северо-восточном окончании системы имеют подчинённую левосдвиговую составляющую смещений. Таким образом, грабены возникли в условиях поперечного северо-западного растяжения. С ними сочетаются субширотные сбросо-сдвиги, у которых сдвиговая компонента смещений соизмерима со сбросовой или превосходит её. По отношению к грабенам они выполняют функцию трансформных зон [Шерман, Леви, 1978]. Это Муйско-Чарская зона на северо-востоке, Байкало-Мондинская и Тункинская зоны между Байкалом и северомонгольскими грабенами, Хангайская зона и оперяющие её сдвиги на юге. Многие новейшие разломы сохранили активность до голоцена. С ними связаны очаги

сильных землетрясений. В течение последних трёх столетий произошло восемь землетрясений с магнитудами не менее 7 [Сейсмическое районирование, 1977; Special catalogue..., 1995].

В истории формирования Байкальской рифтовой системы выделяются два главных этапа, которые условно могут быть названы мульдовым (неоген) и рифтовым (четвертичный период) [Логачёв, 1958; Флоренсов, 1968]. В миоцене на фоне низкогогорного рельефа развивались впадины, заполнявшиеся аллювиальными и озёрными осадками. Некоторое общее воздымание в позднем плиоцене выразилось в появлении красноцветов. Начало плейстоцена стало важнейшим рубежом в формировании рифтовой системы. Именно в это время впадины приобрели современную грабенообразную форму на фоне поднятия соседних территорий. Амплитуда погружения Байкала составила 1–1.5 км. Новый импульс опускания начался в среднем плейстоцене. Его амплитуда достигла 1 км. Осадконакопление лишь в небольшой мере компенсировало это прогибание.

В миоцене и раннем плиоцене наиболее мощное опускание испытали Тункинская, Южно-Байкальская впадины и южная часть Центрально-Байкальской впадины. В позднем плиоцене область наибольшего прогибания сместилась в Центральную впадину Байкала. В раннем плейстоцене и в начале среднего плейстоцена наибольшее опускание сосредоточилось в Северо-Байкальской впадине. Это указывает на распространение Байкальской зоны к северо-востоку, с чем согласуется и миграция наиболее мощных проявлений вулканизма.

Глубинное строение Байкальской системы изучалось сейсмическими, гравиметрическими, геотермальными и другими методами. Поверхность Мохоровичича (подошва земной коры) фиксируется на глубинах 34–37 км под Южной и Центральной впадинами Байкала и понижается до 42–47 км под соседними хребтами [Пузырёв и др., 1974]. Под земной корой выделяется линза мантийного вещества со скоростями продольных сейсмических волн V_p , пониженными до 7.7 км/с [Пузырёв и др., 1975]. Линза проектируется на Байкал, Восточное и Северо-Восточное Забайкалье.

Ю.А. Зорин [Zorin et al., 1990] объединяет линзу с астеносферой, принимая, что её поверхность, т.е. подошва литосферы, находится здесь выше глубины 50 км и погружается под Сибирской платформой до 125–200 км. Хубсугул, Байкальская зона и впадины северо-восточного фланга

рифтовой системы находятся на северо-западном крае этого выступа астеносферы (аномальной мантии).

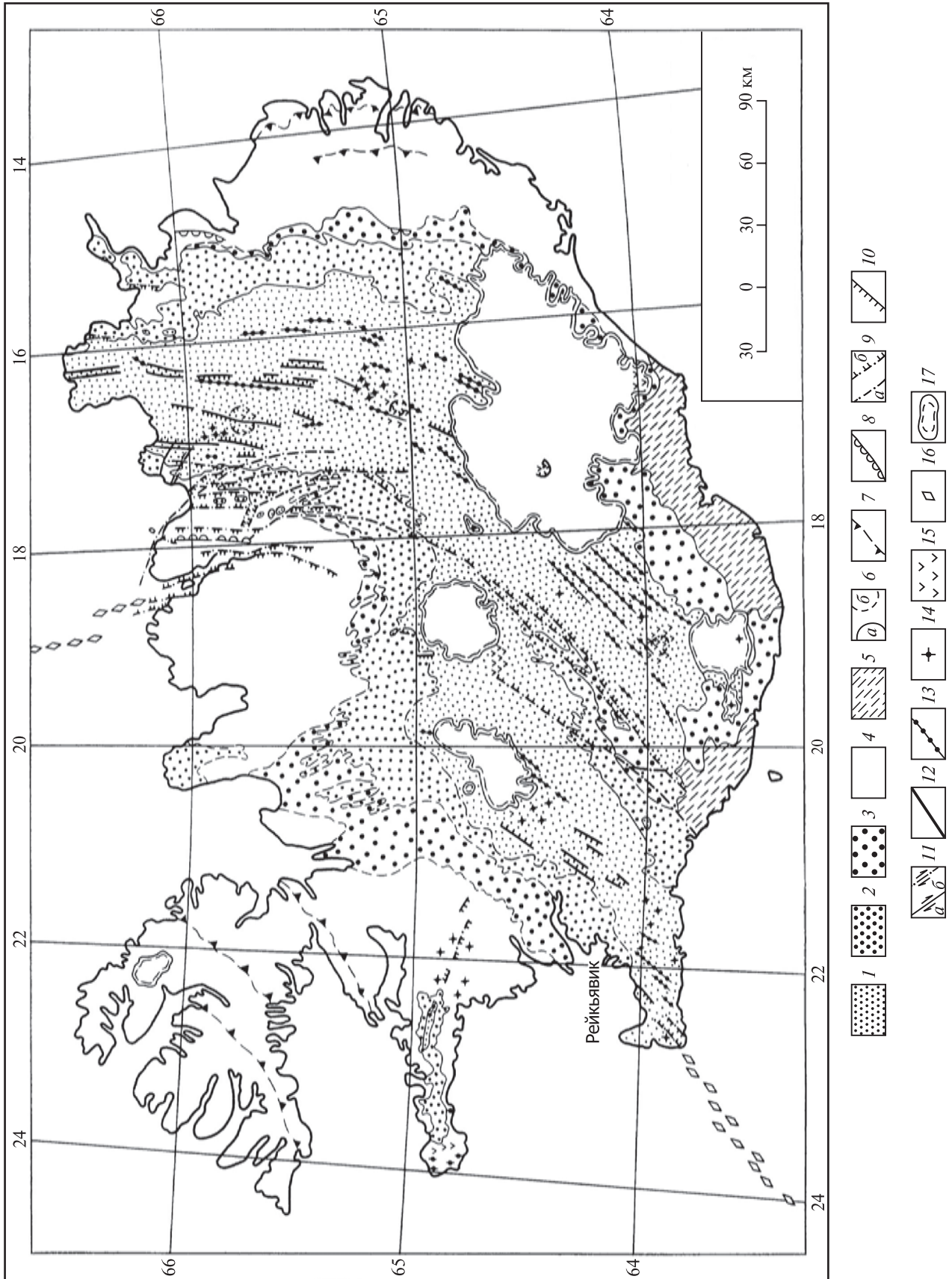
Выступ разуплотнённой мантии предопределил растяжение литосферы. Оно сосредоточилось на границе выступа с мощной литосферой Сибирской платформы, где возникла Байкальская рифтовая зона, которая оказалась сопряжённой с субширотными сдвигами, вписавшись тем самым в общий рисунок новейших структур Центральной Азии [Molnar, Tarronnie, 1975].

Ю.А. Зорин [1971] и Е.Е. Милановский [1987] оценили амплитуду раздвигания Байкальской зоны в 10–20 км. Однако Е.В. Артющков [1993] отметил, что в геологической структуре отражено лишь 5–10 км раздвигания, и связал дополнительное опускание рифта с уплотнением (эклогитизацией?) корового вещества над выступом аномальной мантии. Сходную гипотезу предложила Т.П. Иванова [1990], согласно которой Байкальская зона приурочена к блокам древнего основания, претерпевшим высокую, до гранулитовой фации, степень метаморфизма, обусловленную повышенным тепломассопереносом из аномальной мантии. Это привело к уплотнению низов коры и, как следствие, к дополнительно погружению.

1.2. Исландская рифтовая система

Современные рифтовые и трансформные зоны Исландии представляют собой сегмент Срединно-Атлантической рифтовой системы, возвышающийся над уровнем моря. Возможность изучения его строения, развития и механизма образования даёт уникальный материал для познания океанических рифтов.

Остров Исландия сложен вулканическими, преимущественно континентальными породами, имеющими более чем на 90% базальтовый состав, а также продуктами их ледниковой и водной переработки. Современная вулканическая и тектоническая активность сосредоточена главным образом в Срединно-Исландской рифтовой зоне, которая на севере простирается меридионально, а южнее раздваивается и имеет юго-западное простирание (рис. 4). Центральная часть зоны покрыта средне-позднеплейстоценовыми и голоценовыми толщами. Их обрамляют выходы нижнего плейстоцена и, местами, верхнего плиоцена.



В остальной части острова распространены миоценовые, реже нижнеплиоценовые базальты. Выходы последних считаются осевой частью древнего рифта, который на севере перестал функционировать в середине плиоцена, а на юге унаследован западной ветвью современной рифтовой зоны [Saemundsson, 1974; Исландия..., 1979].

Если древний Исландский рифт находился на продолжении осевых частей срединно-океанических хребтов к северу (хребет Колбейнсей) и югу (хребет Рейкьянес) от Исландии, то северная часть и восточная ветвь южной части современной рифтовой зоны отстоят от них на десятки километров к востоку. Прибрежные области между окончаниями современной рифтовой зоны и срединно-океанических хребтов характеризуются повышенной сейсмичностью и сдвиговой ориентировкой напряжений в очагах землетрясений. Это позволило П.Уорду [Ward, 1971] рассматривать их как трансформные зоны, Тьорнесскую — на севере и Рейкьянесскую — на юге острова. Они характеризуются на поверхности преобладанием структурных форм того же «рифтового» простирания, что и в других частях рифтовой зоны. Разломы «трансформного» направления в Тьорнесской зоне многочисленнее, чем в Рейкьянесской. На западе Исландии П.Уорд выделил Снайфедльснесскую трансформную зону, ограничивающую с севера западную ветвь рифтовой зоны Южной Исландии.

Особенности строения рифтовой зоны лучше всего выражены голоценовыми разломами и вулканическими формами. Разрывы представлены раздвигами, сбросами и сбросо-раздвигами, простирающимися вдоль зоны. Они группируются в пучки линейных нарушений, между которыми подобные образования редки [Saemundsson, 1974].

Среди голоценовых вулканических построек различаются зоны трещинных извержений, щитовые вулканы и крупные центральные вул-

каны. Последние отличаются от двух первых типов длительностью развития и тем, что в них, наряду с преобладающим базальтовым, извергался материал среднего и кислого состава; характерны кольцевые обрушения. Зоны трещинных извержений образуют цепи шлаковых конусов с кратерами посередине. Нередко они, прекратив извергаться, наследуются амагматичными раздвигами. В других местах видно, что извержения происходили по раздвигам и сбросо-раздвигам и продолжают амагматичными участками разломов. Очевидно, зоны трещинных извержений являются разновидностью раздвигов. Обычно они расположены в пучках линейных нарушений. При всех неровностях рельефа, обуславливающих течение лав, пучки характеризуются большими мощностями извергнутого материала, нежели разделяющие их участки.

Суммирование амплитуд раздвигания по отдельным разломам, как амагматичным, так и служившим каналами извержений, дало среднюю скорость голоценового раздвигания ~10 мм/год [Трифонов, 1976, 1999].

Позднеплейстоценовые разломы также простираются вдоль рифтовой зоны и являются сбросами и сбросо-раздвигами. Вулканические образования представлены специфическим комплексом пиллоу-лав, гиалокластитов, гиалобрекчий и туфов преимущественно базальтового состава, выделенным под названием формации Моберг. Она участвует в строении центральных вулканов, слагает вулканические хребты и столовые горы с кратерами на плоских вершинах. В условиях оледенения формация Моберг формировалась в водных резервуарах среди ледового покрова, причём столовые горы были аналогами щитовых вулканов, а вулканические хребты — зон трещинных извержений. Последние или располагаются в пучках голоценовых нарушений, или образуют самостоятельные пучки.

Для позднеплейстоценовых вулканических пород из-за их подводного образования фации,

←

Рис. 4. Неотектоническая карта Исландии [Трифонов, 1983]

1-5 — важнейшие стратиграфические комплексы: 1 — средний плейстоцен — голоцен (моложе 0.7 млн лет), 2 — верхний плиоцен и нижний плейстоцен (3-0.7 млн лет), 3 — нижний плиоцен (~6-3 млн лет), 4 — миоцен (18-6 млн лет), 5 — четвертичные терригенные комплексы; 6-17 — структурные и прочие обозначения: 6 — границы стратиграфических комплексов (а — достоверные, б — предполагаемые), 7 — маркирующие горизонты в миоцене, 8 — плиоценовые флексуры, 9 — плейстоценовые разломы (а — с неизвестным направлением перемещений, б — сбросы), 10 — голоценовые сбросы и сбросо-раздвиги, 11 — сдвиги (а — голоценовые, б — плейстоценовые), 12 — голоценовые раздвиги, 13 — голоценовые и позднеплейстоценовые магмоподводящие разломы, 14 — голоценовые и позднеплейстоценовые одиночные вулканы, 15 — голоцен-среднеплейстоценовые вулканы центрального типа с дифференциатами кислого и среднего состава, 16 — осевая часть подводного продолжения рифта, 17 — граница ледника

удалённые от центров извержений, мало характерны, и нарастание мощности в пучках линейных нарушений выражено ярче, чем в голоцене.

Черты строения, выявленные для позднечетвертичных геологических образований, характерны и для более древних элементов структуры. Это наиболее чётко выражено в северной части Срединно-Исландской зоны, которая представляет собой асимметричный грабен с флексурно-сбросовыми ограничениями. Сбросы, более многочисленные на западном борту грабена, чем на восточном, образуют уступы высотой в десятки метров. Выходы молодых пород сменяются более древними к краям зоны. Повсеместно, хотя и реже, чем в миоценовых базальтах, присутствуют дайки, количество которых возрастает в относительно древних частях разреза. В краевых частях широко распространены вулканические постройки формации Моберг, более древние, чем последнее оледенение и разделяющиеся на несколько возрастных генераций среднего и раннего плейстоцена. Они образуют вулканические хребты и цепи столовых гор, вытянутые вдоль зоны и соответствующие пучкам линейных нарушений. Подобные линзы повышенной мощности, вытянутые вдоль рифтовой зоны, выявлены и для субаэральных базальтов позднего плиоцена, раннего, среднего и начала позднего плейстоцена [Трифонов, 1976].

Таким образом, есть все основания экстраполировать результаты изучения голоцен-позднеплейстоценовых образований на более ранние этапы развития Исландской рифтовой зоны. От других сегментов Срединно-Атлантической рифтовой системы она отличается повышенной, до 20 км, мощностью океанической коры, но под ней, как и в других океанических рифтах, залегает разуплотнённая и разогретая мантия с пониженными до 7.7–7.8 км/с скоростями продольных волн [Palmason, 1971].

Развитие рифтовой зоны происходило в условиях горизонтального растяжения. Оно выражалось в образовании и расширении раздвигов, которые заполнялись магматическим материалом, нередко извергавшимся на поверхность. При раздвигании формировались сбросы и грабены. Эти процессы охватывали широкую полосу, внутри которой они концентрировались в узких пучках линейных нарушений. Между пучками могли сохраняться блоки древних пород и относительно древней коры. Сейчас океанологическими исследованиями обнаружены при-

знаки подобного строения и развития событий и в собственно океанических рифтовых зонах. Если они имели место при рифтогенном зарождении океанических впадин среди континентов, это может объяснить наличие реликтов континентальной коры среди океанических образований.

Среднюю скорость раздвигания рифтовой зоны Исландии можно гипотетически оценить, если допустить, что ширина зоны оставалась неизменной в процессе развития. Тогда разница расстояния между древнейшими вулканическими цепями (~70 км) и шириной современной полосы активного рифтогенеза (~35 км) даст величину раздвигания за последние 3–3.5 млн лет. При таком подсчёте средняя скорость раздвигания оказывается близкой к скорости голоценового раздвигания (~10 мм/год) [Трифонов, 1976].

Изучение структуры и эволюции трансформных зон Исландии имеет важное значение для понимания формирования трансформных разломов океанов. В Снейфедльснесской зоне разломы и трещины «рифтового» простирания образуют почти широтный кулисный ряд и сочетаются с более молодыми разломами и трещинами «трансформного» юго-восточного направления. Большинство последних также возникло давно, поскольку, нарушая неогеновые породы, несет следы последующего гляциального воздействия.

Снейфедльснесская зона возникла в плиоцене, когда северная часть прежней рифтовой зоны, непосредственно продолжавшей океаническую рифтовую систему к северу и юго-западу от Исландии, перестала функционировать (рис. 5). Её сменила расположенная восточнее северная часть Исландской рифтовой зоны, где древнейшие вулканические породы имеют возраст ~3–3.5 млн лет. На юге Исландии в это время продолжала функционировать западная ветвь Исландской зоны, продолжавшаяся океаническим рифтом. Это доказывается сравнением разрезов плиоценовых и ниже-среднеплейстоценовых пород восточного борта западной ветви рифтовой зоны юга Исландии и её современной восточной ветви [Трифонов, 1977] (рис. 6). В восточной ветви мощность плиоцена и нижнего плейстоцена древнее 1 млн лет сокращена в 2.5 раза, в основном за счёт вулканических пород. Лишь позднее мощности вулканических образований там приближаются к мощностям западной ветви, а позднее превосходят их.

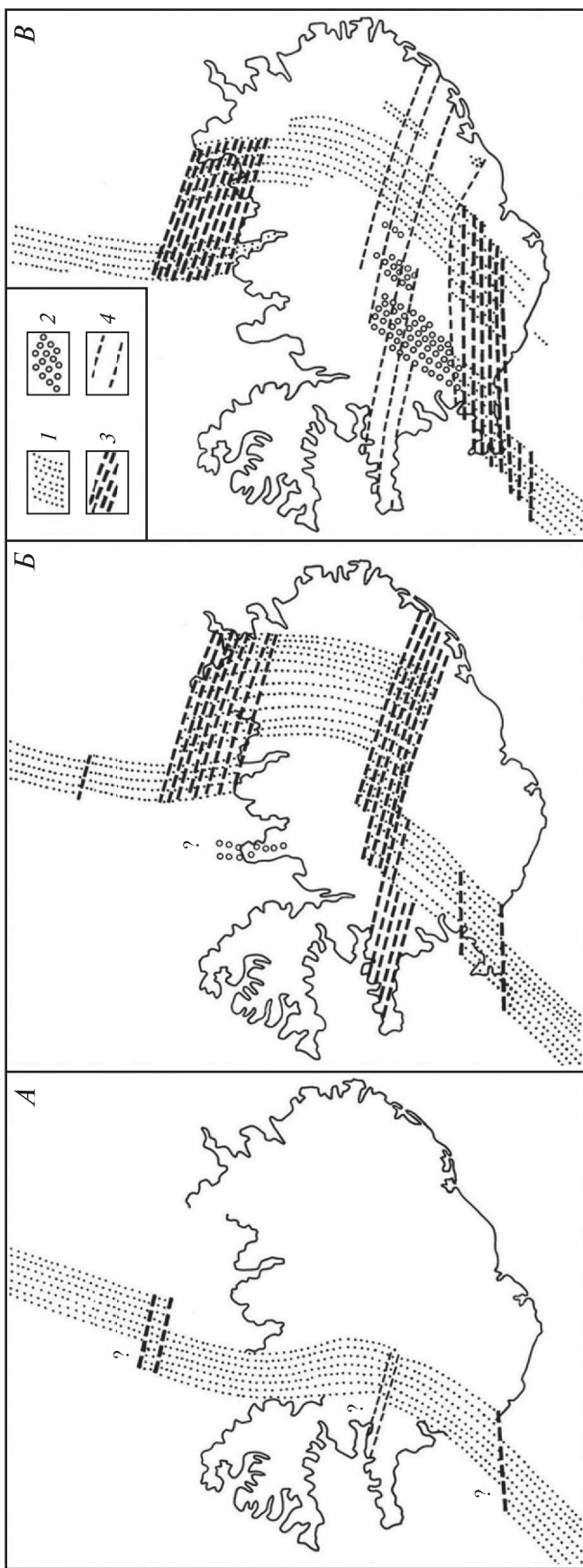


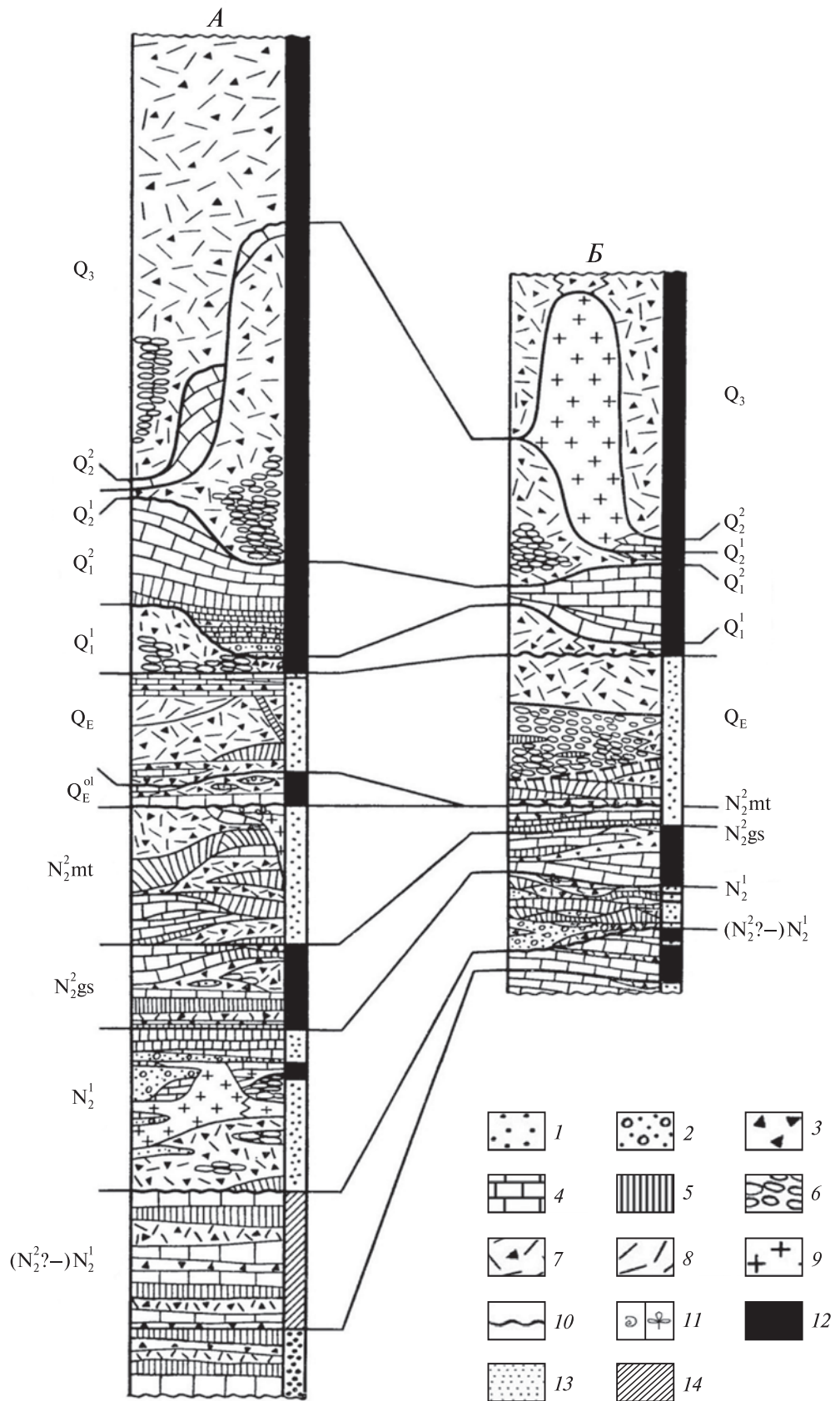
Рис. 5. Эволюция рифтовых и трансформных зон Исландии и соседних акваторий в раннем плиоцене (5 млн лет назад) (А), позднем плиоцене — раннем плейстоцене (2,5 млн лет назад) (Б) и в современную эпоху (В) [Трифонов, 1983]
1 — активная рифтовая зона; 2 — выходящая рифтовая зона; 3 — активная трансформная зона; 4 — вырождающаяся трансформная зона

Одновременно с северной частью Исландской рифтовой зоны возникает Тьорнесская трансформная зона, связывающая новообразованную рифтовую зону с океаническим рифтом — подводным хребтом Колбейнсей.

Тьорнесская зона образована кулисным рядом структур «рифтового» направления, ось которого описывает S-образный изгиб и в средней части простирается широтно (рис. 7). Их нарушают разломы «трансформного» простираения с правсдвиговыми смещениями.

В раннем плейстоцене (около 1 млн лет назад) восточная ветвь Исландской рифтовой зоны распространяется в южную часть острова, и западная ветвь постепенно уступает ей главенствующую роль. Одновременно с этим возникает молодая Рейкьянесская трансформная зона, связывающая новообразованный рифт с подводным хребтом Рейкьянес. Она выражена кулисным рядом нарушений «рифтового» направления, ось которого описывает Z-образный изгиб и в средней части простирается широтно.

Данные по Исландии показывают, что трансформные зоны закладываются как ряды эшелонированно расположенных нарушений «рифтового» простираения, и на первых порах возникающие сдвиговые напряжения реализуются образованием всё новых разломов и трещин в таких рядах (Рейкьянесская зона). По мере нарастания амплитуды разнонаправленных движений этого оказывается недостаточно, и возникают многочисленные мелкие сдвиги (сколы Риделя), ориентированные под очень небольшим углом к направлению трансформной зоны (Снейфедльснесская зона). Среди них обособляются сдвиги с более значительными смещениями (Тьорнесская зона). В дальнейшем они могут слиться в единый магистральный трансформный разлом.



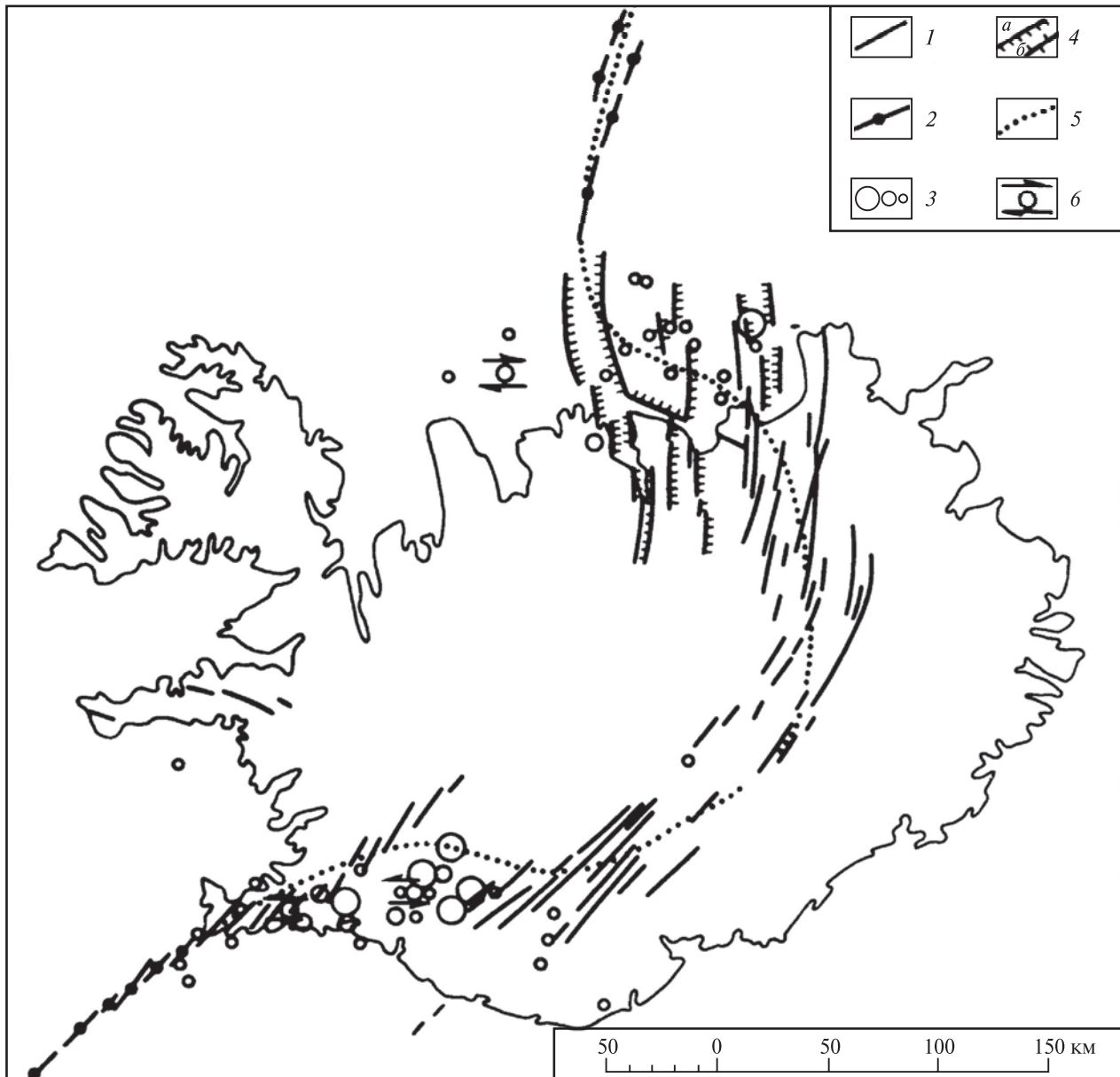


Рис. 7. Эшелонированное строение трансформных зон Исландии [Трифонов, 1983]

1 — голоценовые и позднеплейстоценовые разломы; 2 — главные плейстоценовые сбросы (а) и раннеплейстоценовые вулканические цепи (б); 3 — оси сегментов подводного рифта; 4 — оси рядов эшелонированно расположенных структур рифтового типа; 5 — эпицентры землетрясений с магнитудами: $M \geq 7$, $7 > M \geq 6$, $6 > M \geq 5$ [Ward, 1971]; 6 — механизмы очагов землетрясений

←

Рис. 6. Сопоставление сводных разрезов западной и восточной ветвей рифта Южной Исландии [Трифонов, 1983]

А — восточный борт западной ветви; Б — западный борт восточной ветви.

1 — песчаник; 2 — гравелит; 3 — тиллит; 4 — субаэральный базальт; 5 — столбчатый базальт; 6 — подушечный базальт; 7 — базальтовая гиалобрекчия; 8 — базальтовый гиалокластит; 9 — риолит; 10 — поверхность несогласия; 11 — фаунистические и растительные остатки; 12 — нормально намагнитченные породы; 13 — обратно намагнитченные породы; 14 — палеомагнитно необследованный интервал разреза.

Q_3 — верхний плейстоцен; Q_2^2 — верхняя часть среднего плейстоцена (верх); Q_2^1 — верхняя часть среднего плейстоцена (низ); Q_1^2 — нижняя часть среднего плейстоцена (верх); Q_1^1 — нижняя часть среднего плейстоцена (низ); Q_E — нижний плейстоцен, калабрий; Q_E^{ol} — нижний плейстоцен, эпизод Олдувай; N_2^{mt} — нижний плейстоцен, гелазий; N_2^{gs} — верхний плиоцен; N_2^1 — нижний плиоцен; $(N_1^{?}-)N_1^1$ — нижний плиоцен, возможно, с верхами миоцена

1.3. Сравнительный анализ рифтовых структур

Байкальская континентальная и Исландская океаническая системы — крайние представители единого класса рифтовых структур, развивающихся в условиях горизонтального растяжения. Общим для них является утонение литосферы и сочетание грабенов с трансформными зонами разломов. Многие другие рифтовые структуры занимает промежуточное положение между этими системами.

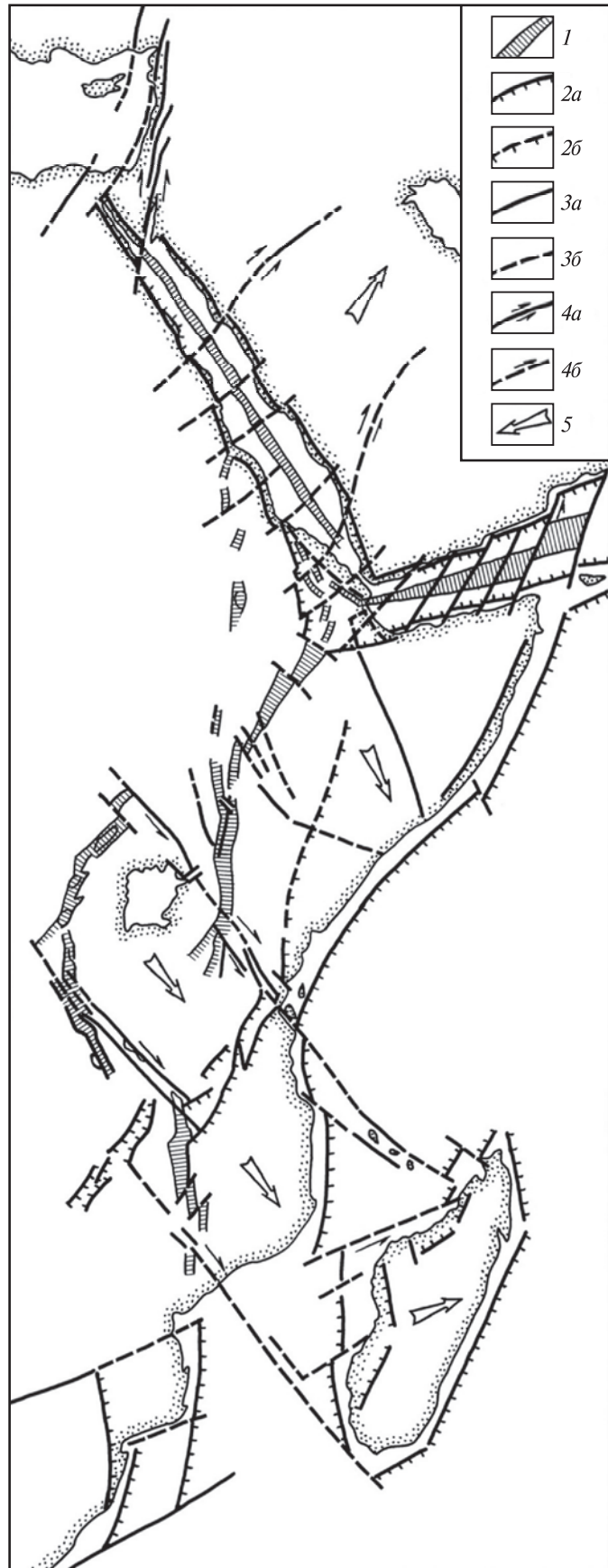
Е.Е. Милановский [1976] отнёс Байкальскую зону к типу щелевых рифтов и противопоставил их другому типу континентальных рифтов — вулканическому. Последние отличаются не только обильным вулканизмом, но и более значительными масштабами растяжения, утонения коры и утонения или перерождения мантийной части литосферы. Оба типа континентальных рифтов представлены в Восточно-Африканском рифтовом поясе, который впервые выделил Е.Зюсс как систему Великих Африканских разломов (рис. 8). Пояс состоит из Западной (Малави-Танганьикской) и Восточной (Кенийско-Эфиопской) ветвей. Первая представляет собой щелевой тип рифтов, а вторая — вулканический.

Западная ветвь образована кулисно, а на севере — четковидно расположенными грабенами (с юга на север) Малави-Руква, Танганьика, Киву, Эдуард-Георг, р. Семлики — оз. Альберт, р. Альберт — Белый Нил. Их разделяют межграбенные перемычки, где отмечается сравнительно слабый вулканизм, почти отсутствующий в грабенах. Все грабены асимметричны, причём главные сбросы приурочены то к западным, то к восточным бортам.



Рис. 8. Неотектоническая карта Восточно-Африканской рифтовой системы [Казьмин, 1976]

1 — плиоцен-четвертичная рифтовая зона; 2 — неогеновые сбросы, доказанные (а) и предполагаемые (б); 3 — плиоцен-четвертичные разломы с неустановленным типом смещений, доказанные (а) и предполагаемые (б); 4 — неогеновые трансформные разломы, доказанные (а) и предполагаемые (б); 5 — направленные движения плиты или блока



Все они развиваются по сей день с раннего или среднего миоцена, частично наследуя на юге систему мезозойских грабенов и в целом совпадая с поясом позднепротерозойских дислокаций.

Мощности новейших отложений в грабенах достигают нескольких километров. Многие из них недокомпенсированы осадками и образуют озёрные котловины. Наибольшую глубину, до 1470 м, имеет оз. Танганьика. Величина растяжения грабенов, рассчитанная по морфологии сбросов, не превышает 10 км, т.е. 15% первоначальной ширины [Ebinger, 1989].

Кенийская и Эфиопская зоны Восточной ветви представляют собой цепи грабенов, которые не столь глубоки, как грабены Западной ветви, и нередко осложняют обширные сводовые поднятия, совпадающие с ареалами основного вулканизма, начавшегося до возникновения грабенов. Если сначала вулканизм был площадным, то позднее сконцентрировался в рифтовых зонах.

В Кенийской зоне сводовое поднятие не превышает 1.5 км. Вулканизм имеет щелочной состав. Мощность коры в осевой части рифта близка к 20 км [Казьмин, 1987], рассчитанная мощность упругой части литосферы — 27 км [Ebinger et al., 1989], а величина растяжения достигает 15 км [Логачёв, 1974].

В Эфиопской зоне сводовое поднятие превышает 2 км. Щёлочность вулканизма меньше, чем в Кенийской зоне, а объём в несколько раз больше. Рассчитанная мощность упругой части литосферы сокращается до 21 км при мощности коры на севере рифта 24 км. Величина растяжения оценивается в 25–30 км [Казьмин и др., 1987].

На северо-востоке Эфиопский рифт переходит в треугольную Афарскую впадину — область тройного сочленения Эфиопского, Красноморского и Аденского рифтов. Максимальное утонение коры, до 14–16 км, отмечено на севере и востоке Афара, а в некоторых его рифтах можно предполагать разрыв континентальной коры. Кора подстилается мантией с плотностью 3.1 г/см³.

В поперечном сечении Красноморского рифта выделяются: плечи, местами с признаками сводового воздымания в направлении рифта, приморская равнина, главный трог и внутри него осевая зона [Казьмин, 1987]. Их разделяют сбросовые уступы высотой до 2 км и более. Из-за смещений по сбросам, связанного с ними вращения блоков и внедрения даек верхняя

часть коры растянута на 95–135 км. Осевая зона представляется аналогом осевой долины срединно-океанической рифтовой системы. Кора зоны имеет океаническое строение и непосредственно подстилается низкоскоростной мантией, кровля которой местами находится на глубине 4 км. Полосовые магнитные аномалии свидетельствуют о плиоцен-четвертичном возрасте осевой зоны. Посередине неё происходят голоценовые извержения. Суммарное раздвижение осевой зоны оценивается в 40–60 км.

Строение Аденского рифта изменяется по простиранию. Если на западе он сходен с Красноморским рифтом, то восточнее всё более приобретает черты океанского рифта и далее к востоку переходит в срединный хребет Индийского океана.

По данным В.Г. Казьмина [1987], образованию Восточной ветви Восточно-Африканской рифтовой системы предшествовал трапповый вулканизм Эфиопского плато, начавшийся 55 млн лет назад (л.н.).

К северу и востоку от него около 40 млн л.н. заложилась Аденская и Красноморская грабенообразные депрессии. Раздвижение обоих рифтов на ранней стадии происходило путём растяжения со скоростью до 3.5 мм/год и утонения континентальной коры. Растяжение замедлилось 22–20 млн л.н.

Около 15 млн л.н. начали развиваться в виде депрессий Эфиопская и Афарская рифтовые зоны, а в Аденском и Красноморском рифтах возобновились раздвижение и погружение. 13.5–12 млн л.н. возник Кенийский вулканический ареал, активизировался рифтогенез в Эфиопском и Афарском рифтах.

10 млн л.н. произошёл разрыв континентальной коры и начался спрединг на востоке и в центре Аденского рифта; скорость раздвижения возросла в несколько раз. В плиоцене этот процесс распространился в западную часть Аденского рифта и на юго-восток Красного моря. Возросла контрастность вертикальных движений, и ускорилось сводовое воздымание. 5 млн л.н. оформился грабен Кенийской зоны, и вулканизм сконцентрировался внутри него. В плейстоцене разрыв континентальной коры распространился в центр Красноморского рифта.

Итак, Кенийская, Эфиопская, Красноморская и Аденская рифтовые зоны представляют собой ряд структур, находящихся на разных стадиях развития: от зарождения грабенов в вулканических областях континентальной коры

через её постепенное утонение и усложнение рифтовой структуры, сопровождающееся вулканизмом, к раздвиганию континентальной коры и оформлению межконтинентального рифта с зоной спрединга океанского типа. Наиболее зрелый рифт этого ряда, Аденский, переходит к востоку в срединно-океанический хребет.

Вероятно, подобную трансформацию испытывают все рифты этого ряда по мере их развития. Менее определённым представляется будущее щелевых рифтов. Если считать их аналогами платформенные авлакогены, то позднее рифтогенез в них замирает, частично наследуясь развитием платформенных прогибов.

Глава 2

Островные дуги и активные континентальные окраины (области субдукции)

2.1. Курило-Камчатская островодужная система¹

Курило-Камчатская островная дуга (рис. 9) протягивается на 2500 км от о-ва Хоккайдо до Северной Камчатки. Общими чертами системы являются: форма дуги, выпуклой в сторону океана, и продольная, т.е. северо-восточная, зональность структурных элементов, важнейшие из которых — вулканический пояс, узкий глубоководный (до –8576 м) жёлоб перед фронтом дуги и начинающаяся от жёлоба и наклонённая под дугу полоса скопления гипоцентров землетрясений, продолжающаяся глубоко в мантию и известная в литературе как сейсмофокальная зона Вадати–Заварицкого–Беньофа. Последняя рассматривается как проявление субдукции океанской литосферы. Дуга неоднородна по простиранию. Её курильская часть имеет кору переходного типа и выражена на поверхности цепью островов, причём наименее мощной и наименее «сиализированной» является кора центральной части цепи. Камчатка целиком выведена из-под уровня моря, имеет горный рельеф с вершинами до 2000 м и более (не считая молодых вулканов) и характеризуется, как и Хоккайдо, корой континентального типа.

В курильской части дуги от океана к континенту следуют: глубоководный жёлоб, внешняя невулканическая дуга, внешний прогиб, внутренняя вулканическая дуга и тыловой прогиб, переходящий в краевое море. Жёлоб — полностью компенсированный осадками асимметричный прогиб. На его склоне, примыкающем к дуге, выделяется аккреционный клин — линза

осадочных пород, нарушенных складками и разнообразными разломами. Внешняя дуга — новейшее антиклинальное поднятие. Как и внешний прогиб, в некоторых поперечных сечениях дуги она отсутствует. Внутренняя дуга (вулканический пояс) — мощный перекомпенсированный прогиб, местами захватывающий склоны соседних поднятий и сложенный продуктами известково-щелочного вулканизма. Преобладают породы андезито-базальтового состава, но в некоторых крупных вулканах центрального типа есть и более кислые продукты извержений. Структуры островной дуги унаследованно развиваются с миоцена.

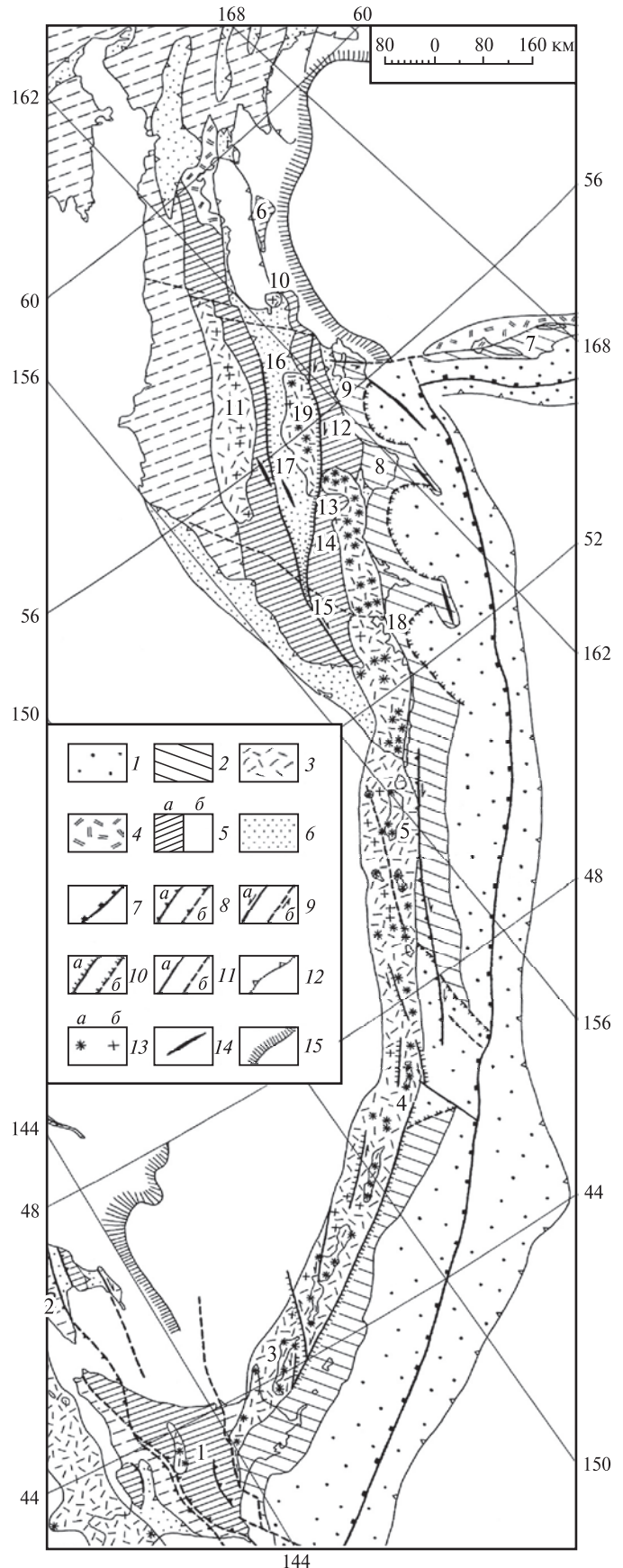
В продольном направлении Курилы разделяются на сегменты, расположенные эшелонированно друг относительно друга так, что каждый более северный сегмент оказывается восточнее предыдущего. Их разделяют поперечные зоны нарушений, выраженные проливами между группами островов. Выявлены геодинамические [Мелекесцев, 1980] и геохимические [Фролова и др., 1987] различия между сегментами. По данным И.В. Мелекесцева, о-в Симушир, расположенный в центральной, наиболее «фемической» части Курил, поднимался в последние 300 тыс. лет быстрее, чем острова Кунашир и Парамушир, расположенные в более «сиалических» частях Курил соответственно на юго-западе и северо-востоке.

В новейшей структуре камчатской части островодужной системы выделяется три продольных сегмента (рис. 10): Южно-Камчатский до Авачинской бухты, Центрально-Камчатский до п-ова Камчатский и его северо-западного продолжения, и Северо-Камчатский (Олюторский). Южно-Камчатский сегмент является структурным продолжением Курил. В его поперечном

¹ Раздел 2.1 написан совместно с А.И.Кожуриным.

сечении выделяются: глубоководный жёлоб, горст-антиклиналь Берегового хребта, вулканический пояс, небольшое поднятие гор Голынского и Детинка и тыловой прогиб, переходящий в дно Охотского моря. Северной структурной границей сегмента является Начикинская зона «поперечных дислокаций» северо-западного простирания [Геология СССР..., 1964] с явными признаками четвертичных и активных правосдвиговых, с растяжением, движений вдоль нее [Кожурин и др., 2008].

Центрально-Камчатский сегмент построен сложнее [Эрлих, 1973; Кожурин, Востриков, 1988]. В его поперечном сечении между глубоководным жёлобом и Охотским морем сменяют друг друга: зона поднятий Восточных полуостровов, прогиб Восточно-Камчатского вулканического пояса, называемый также Восточным вулканическим фронтом, зона поднятий Восточных хребтов, Центральная Камчатская депрессия и ее южное продолжение — Быстринский грабен, зона Козыревско-Быстринских поднятий и поднятие Срединного хребта, Западно-Камчатский тыловой прогиб.



⇒
Рис. 9. Главные элементы четвертичной тектоники Курило-Камчатской островной дуги [Трифонов, 1999]

1 — глубоководный жёлоб; 2 — зона передовых невулканических поднятий; 3, 4 — вулканические пояса: 3 — позднечетвертичный, 4 — раннечетвертичный; 5 — области четвертичного воздымания, интенсивного (а) и умеренного (б); 6 — четвертичные впадины; 7 — выход на поверхность осевой плоскости глубинной сейсмофокальной зоны (зоны субдукции); 8–11 — четвертичные разломы, достоверные (а) и предполагаемые (б): 8 — надвиг или взброс, 9 — сдвиг, 10 — сброс, 11 — разлом с неизвестным направлением перемещений; 12 — граница впадины и поднятия; 13 — вулканы, действующий (а) и позднечетвертичный потухший (б); 14 — ось четвертичного антиклинального поднятия; 15 — зона выклинивания гранитно-метаморфического слоя.

Цифры на карте: 1–7 — острова: 1 — Хоккайдо, 2 — Сахалин, 3 — Кунашир (вулкан Менделеева), 4 — Симушир (вулкан Заварицкого), 5 — Парамушир, 6 — Карагинский, 7 — Командорские; 8–10 — полуострова: 8 — Кроноцкий, 9 — Камчатский, 10 — Озерной; 11–15 — хребты: 11 — Срединный, 12 — Кумрач, 13 — Тумрак, 14 — Валагинский, 15 — Ганальский; 16 — Центральная Камчатская депрессия; 17 — Козыревско-Быстринские поднятия; 18 — Авачинская бухта (г. Петропавловск-Камчатский); 19 — вулкан Ключевская сопка

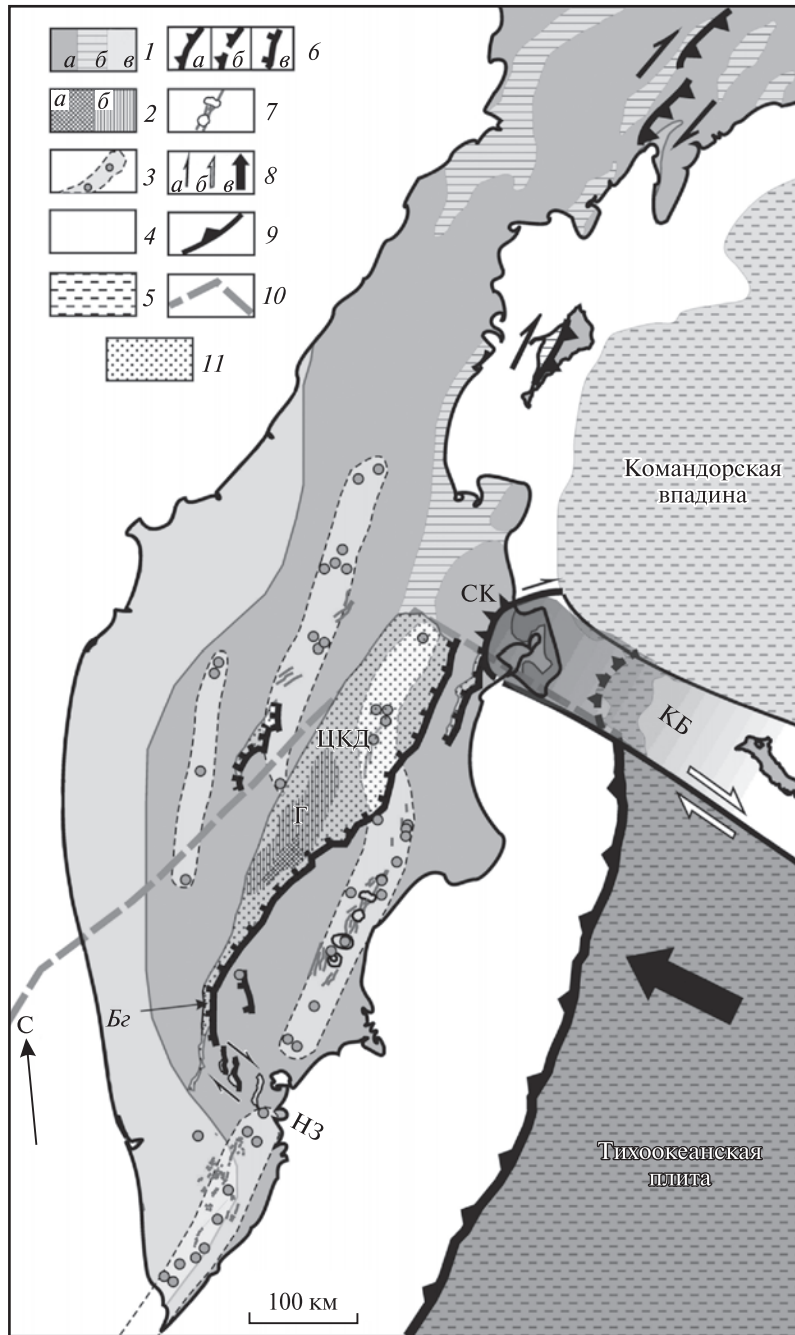


Рис. 10. Основные элементы средне-позднечетвертичной структуры Камчатки (по данным работ [Кожурин, Востриков, 1988; Кожурин, 1990; Kozhurin, 2009] с изменениями и дополнениями)

1 — поднятия (а), впадины (б), в том числе, Западно-Камчатская (в); 2 — Генеральское поднятие (Г) в Центральной Камчатской депрессии: а — древняя центральная часть ($Q_3^1-Q_4$), б — периферическая часть ($Q_3^1-Q_4$), по [Брайцева и др., 1968]; 3 — вулканические пояса и позднелейстоцен-голоценовые вулканические центры (в Срединном хребте по [Певзнер, 2011]); 4 — континентальные склоны (к востоку от Камчатки); 5 — области с океанической корой; 6 — основные активные разломы (генерализовано): взбросы (а), то же — в акватории (б), сбросы (в); 7 — активные разломы вулканических поясов и зон и главные средне-позднелейстоценовые кальдеры; 8 — направления относительных перемещений: сдвиговые зоны и сдвиги вне границ плит (а), трансформные перемещения (б), движение Тихоокеанской плиты относительно Северо-Американской [DeMets et al., 1990] (в); 9 — ось глубоководного желоба (выход надвигов сейсмофокальной зоны на дно); 10 — примерные ограничения погруженной части Тихоокеанской плиты, по [Gorbatov et al., 1997]; 11 — Центральная Камчатская депрессия.

Буквенные обозначения: КБ — Командорский блок, СК — Северный Кумроч, ЦКД — Центральная Камчатская депрессия, НЗ — Начикинская зона «поперечных дислокаций», Бг — Быстринский грабен

От более южных сегментов островной дуги Центральную Камчатку отличают две особенности. Во-первых, внешняя невулканическая дуга распадается на поднятия — полуострова, разделённые прогнутыми участками-заливами. Во-вторых, вулканическая дуга состоит из трёх кулисно расположенных отрезков: Восточно-Камчатского пояса, вулканов на севере Центральной Камчатской депрессии (Ключевская группа, Харчинский, Шивелуч) и Срединного хребта.

Прогибы и поднятия Центральной Камчатки близки по форме к грабенам и горстам, нередко асимметричным и даже односторонним. Восточный борт Центральной Камчатской депрессии представляет собой уступ, образованный сбросами — зону разломов Передового фаса. Морена последнего оледенения (конец позднего плейстоцена) смещена на 30 м [Святловский, 1967]. Смещение на склоне хребта Тумрок достигает 400–500 м со второй половины среднего плейстоцена, а севернее амплитуда сброса доплиоценовых пород оценивается в 2–3 км. Сбросы обнаружены на границе Козыревско-Быстринских поднятий и Срединного хребта, а также восточнее Центральной Камчатской депрессии, в небольшой впадине на восточном склоне хребта Кумроч. Зона сбросов восточного борта депрессии состоит из кулисно расположенных отрезков и местами имеет ступенчатое строение. Плоскости сбросов наклонены в сторону депрессии под углами 40–45° и, возможно, даже положе [Кожурин, 2013]. С глубиной они могут приобретать падение, все более близкое к горизонтальному, т.е. иметь листрическую морфологию [Леглер, 1974; Кожурин, 2013]. Таким образом, Центральная Камчатская депрессия и соседние структуры развивались в условиях поперечного Камчатке растяжения [Ермаков и др., 1974; Шанцер, 1979; Кожурин, 2013]. Это отличает Камчатский сегмент Курило-Камчатской дуги от соседней Японии, которая в настоящее время сокращается в поперечном направлении.

Признаки растяжения обнаружены и в строении Восточно-Камчатского вулканического пояса [Флоренский, Трифонов, 1985]. Эта депрессия заполнена продуктами извержений трёх типов вулканов: небольших центров ареального вулканизма, стратовулканов и сложно построенных центров с кальдерами. Стратовулканы и центры ареального вулканизма характеризуются базальтовыми и андезитовыми извержениями, а продукты кальдерообразующих центров имеют более разнообразный состав до кислого.

В осевой части пояса протягивается система малоамплитудных сбросов примерно с теми же углами падения, что и у сбросов восточного ограничения Центральной Камчатской депрессии [Kozhurin, Zelenin, 2017]. В совокупности они образуют ступенчатый грабен. Стратовулканы и большинство центров ареального вулканизма не связаны со сбросами, тогда как кальдерообразующие центры располагаются цепочкой вдоль оси разломной зоны. Она построена эшелонированно (каждый более северный отрезок расположен восточнее предыдущего), и кальдеры находятся на сочленениях таких отрезков, будучи удалены одна от другой на 20–25 км. Связь кальдер с представленными сбросами осевой зоной растяжения доказывается и тем, что возраст и тех, и других омолаживается к северо-востоку.

Для четвертичного вулканического пояса Срединного хребта характерны те же черты, но объём извергнутого материала там меньше, и известны всего два центра дифференцированных извержений с кальдерами.

Геодинамическая ситуация изменяется на северо-восточной границе Центрально-Камчатского сегмента, расположенной примерно на простирации Алеутского жёлоба. За эту границу не продолжают в Северную Камчатку мантийная сейсмофокальная зона, глубоководный жёлоб и Восточно-Камчатский вулканический пояс, а вулканические пояса северной части Центральной Камчатской депрессии и Срединного хребта продолжают недалеко и единичными вулканами. Деформирование земной коры полуострова за этой границей определяется коллизией Алеутской дуги (ее Командорского сегмента) с Камчаткой [Geist, Scholl, 1994; Gaedike et al., 2000]. Структуры коллизионного происхождения (субмеридиональные взбросо-надвиги, субширотные правые сдвиги, северо-западного простирации левые сдвиги) захватывают весь блок п-ова Камчатский, и блок полуострова в целом, деформируясь, поддвигается под поднятие северной части хребта Кумроч [Кожурин и др., 2014]. Максимальные скорости латеральных коллизионных деформаций п-ова Камчатский достигают при этом примерно 20 мм/год.

Современный структурный план Камчатки формировался со второй половины среднего плейстоцена [История..., 1974]. С этого времени Камчатка испытывала общее поднятие со средней скоростью от 1 до 2.5 мм/год. Возрастающая дифференциация структур, в результате которой разница высотного положения поверхно-

сти среднего плейстоцена на хребтах и во впадинах достигла 1.5 км, а быстрее всего поднимались восточные полуострова (до 5 мм/год на востоке п-ова Кроноцкий). Активизации предшествовала эпоха относительного тектонического затишья с базальтовыми извержениями. Существовавший до неё структурный план раннего плейстоцена и плиоцена в значительной мере совпадал со средне-позднеплейстоценовым и голоценовым.

Два главных вулканических пояса, Восточно-Камчатский и Срединного хребта, были основной ареной раннеплейстоценового вулканизма. Вместе с тем, этот вулканизм был распространён шире, чем позднейший, и в Срединном хребте его следы прослеживаются на северо-восток до Камчатского перешейка [История..., 1974; Мелекесцев, 1980]. Что же касается плиоценового вулканизма, то его следы обнажаются реже. Несмотря на скудость возрастных определений, можно полагать, что в плиоцене вулканизм занимал меньшие площади. Продолжала сказываться эпоха спада вулканической активности конца миоцена, характеризовавшаяся интенсивной складчатостью и поднятием с последующей эрозией и выравниванием поверхности.

Миоценовый вулканизм по химизму близок к плиоцен-четвертичному. В Южной Камчатке он происходил в прибрежно-морских условиях, что свидетельствует о более низком гипсометрическом положении этой части островной дуги, возможно, сходном с современными Курилами. В Центральной Камчатке миоценовый вулканизм был субаэральным, но охватывал Срединный хребет, тогда как восточнее обнаружены лишь терригенные отложения. Высказывалось мнение, что последние слагают аккреционный клин, т.е. формировались на склоне жёлоба, который тогда располагался западнее, чем сейчас. Однако В.П. Зинкевич [1990] выделил в этой части Камчатки образования древней островной дуги, деформированной в конце мела — среднем палеогене. В таком случае упомянутый миоценовый прогиб был не частью жёлоба, а скорее внешнего прогиба между вулканическим поясом и невулканическим поднятием. Миоценовый вулканический пояс продолжался на северо-восток дальше плиоценового и четвертичного.

Описанные элементы новейшей структуры Камчатки представляют собой усложнённый вариант того же структурного парагенеза зоны субдукции, какой образует курильскую часть дуги. Однако А.И. Кожурин [2013; Кожурин, Вост-

риков, 1988] выделил на Камчатке также структуры второго парагенеза, характеризующего иное поле напряжений. Главным его выражением является правосдвиговая компонента смещений, отмеченная у многих разломов северо-восточного простирания Передового фаса Центральной Камчатской депрессии и достигающая величины вертикальной компоненты. С правыми сдвигами и сбросо-сдвигами сопряжены левые сдвиги северо-западного простирания, наиболее полно представленные на п-ове Камчатский. Ко второму парагенезу могут принадлежать и локальные сводовые поднятия и складчатые прогибы меридионального простирания в зоне Восточных хребтов.

Важнейший элемент глубинного строения Курило-Камчатской дуги — мантийная сейсмофокальная зона, наклонённая под дугу под углами 35–50° [Федотов, 1966]. В пределах зоны гипоцентры землетрясений распределены неравномерно. Большинство гипоцентров находится в верхней части зоны, на глубинах до 50 км, местами 70 км. Ниже отмечены скопления на глубинах 300–350 км и 500–650 км [Гнибиденко и др., 1980]. Между скоплениями гипоцентры малочисленны. Помимо главной сейсмофокальной зоны фиксируется второстепенная субгоризонтальная зона, где максимумы гипоцентров приурочены к глубинам до 20 км под Камчаткой и около 50 км под Курилами. Зона исчезает с приближением к вулканическому поясу.

Т.Уцу [Utsu, 1967] предложил модель строения верхней мантии Северо-Восточной Японии, согласно которой наклонный слой, соответствующий сейсмофокальной зоне, отличается от океанического и островодужного блоков повышенными скоростями сейсмических волн на 4% по сравнению с островодужным блоком и на 1% по сравнению с океаническим. В российской части Курило-Камчатской дуги картина более изменчивая как внутри сейсмофокальной зоны, так и вне её. По данным И.П. Кузина [1974], скорости в сейсмофокальной зоне повышены лишь на глубинах 60–120 км, а глубже они оказываются переходными между низкоскоростным островодужным и высокоскоростным океаническим блоками. Л.Б. Славина и С.А. Федотов [1974] отметили в верхах мантии до 50–70 км под восточной частью Центральной Камчатки пониженные до 7.6–7.8 км/с скорости продольных волн. Согласно С.А. Болдыреву [1987], этот слой аномальной мантии залегает под вулканическим поясом непосредственно ниже земной коры, а к западу погружается под

углом около 20° , достигая глубин 200–250 км под Охотским морем. Исходя из распределения плотностей, коррелируемых с сейсмическими данными, были выполнены расчёты напряжений в мантии. Реконструированные по распределению напряжений возможные перемещения в вязкой среде образуют конвективную ячейку с восходящим потоком под Охотским морем. В верхах мантии поток трансформируется в горизонтальные перемещения, растягивающие краевое море.

Земная кора Камчатки более «сиализирована», чем кора Курил, отличаясь более низкими скоростями сейсмических волн и меньшей плотностью. Её можно считать корой континентального типа, хотя и сравнительно маломощной (~30 км). По данным С.Т. Балеста [1981], под вулканическим поясом поверхность Мохоровичича, маркирующая подошву коры, размывается, замещаясь коромантийной переходной зоной со скоростями продольных волн 7.4–7.8 км/с. Эта зона, вероятно связанная с частично расплавленными породами, особенно хорошо выражена под Авачинским вулканом и Ключевской группой вулканов. В последнем случае выделяется также локальный объём коры на глубинах 10–20 км, характеризующийся резко пониженными (до 5.3 км/с) скоростями продольных волн, повышенной электропроводностью и отрицательной гравитационной аномалией. По-видимому, он соответствует промежуточному магматическому очагу.

Итак, в строении и развитии Курило-Камчатской дуги выражены характерные черты зоны субдукции и, прежде всего, погружение холодной океанской литосферы под островную дугу вдоль мантийной сейсмофокальной зоны. Сейсмичность зоны падает на глубинах 60–160 км, где можно предположить частичное плавление погружающейся литосферы и, в частности, земной коры, подвижные компоненты которых, поднимаясь вверх, инициируют в мантийном клине островной дуги возникновение первичных магматических очагов, питающих вулканический пояс.

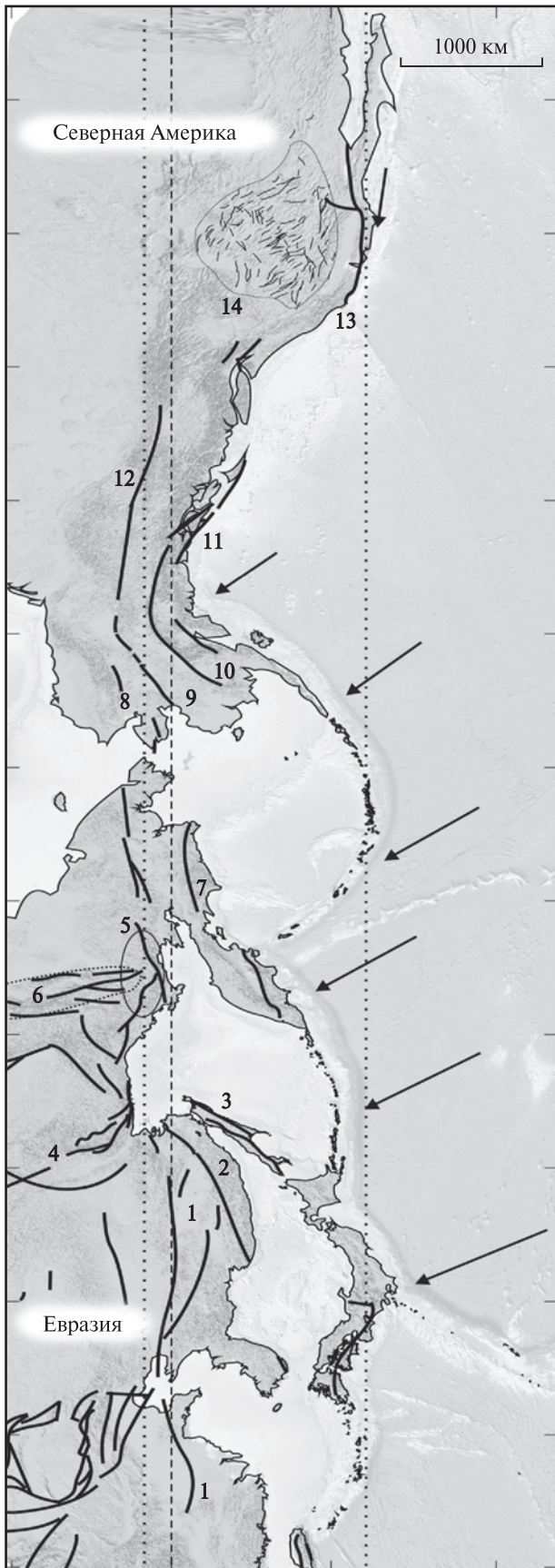
Можно допустить также, что образование области магматических очагов связано не только с поступлениями из сейсмофокальной зоны, но и с латеральным перемещением компонент сорванной океанской коры вдоль границы коромантия, «загрязняющими» магмы первичных очагов корово-осадочным материалом [Трифонов, 1999]. Какова бы ни была доля участия каждого из указанных процессов в формирова-

нии линзы разуплотнённой мантии и коромантийной смеси магматических очагов, эта линза лишь частично переходит в продукты вулканических извержений. Значительная её часть участвует в конвективном течении мантийного вещества, приведшем, возможно, к образованию краевого моря.

В заключение обзора Курило-Камчатской островодужной системы остановимся на её роли как границы литосферных плит. Традиционно границей Тихоокеанской плиты считается сейсмофокальная зона, выраженная на земной поверхности преддуговым жёлобом. Это мнение вполне согласуется с динамикой развития и глубинным строением зоны. Но при такой конкретизации границы Тихоокеанской плиты оказывается неопределённой граница Евразийской и Северо-Американской плит. Северо-западнее Охотского моря она выражена системой разломов хребта Черского, достигающей устья р. Лены и продолжающейся далее хребтом Гаккеля — зоной спрединга Северного Ледовитого океана. Однако на границе с Охотским морем система разломов хребта Черского обрывается и не находит продолжения в структурах Курило-Камчатской островодужной системы.

Были предложены две модели, объясняющие эту тектоническую особенность. В первой модели между тремя большими плитами была выделена малая Охотоморская плита. Однако у неё нет повсеместной границы, что необходимо для обособления плиты, да и структура плиты оказалась тектонически неоднородной. Согласно второй модели, территория Охотского моря и Курило-Камчатская дуга были отнесены к Северо-Американской плите. Однако этому противоречат структурные связи островной дуги с Евразийской плитой, в частности, наличие северо-восточных правых сдвигов по обоим сторонам Охотского моря.

Более правильной следует признать модель А.И. Кожурина, согласно которой границей Тихоокеанской плиты является широкая зона деформаций, охватывающая всю Курило-Камчатскую островодужную систему [Kozhurin, 2004]. Анализируя северные и северо-западные обрамления Тихого океана, А.И. Кожурин показал, что они соответствуют дуге большого круга, т.е. области экватора при выбранном положении полюсов (рис. 11). В этой условно экваториальной области оказываются и соседние с Курило-Камчатской Алеутская и Японская островодужные системы. Обе они также являются пограничными зонами деформаций.



- 1
- 2
- 3



Рис. 11. Подвижный пояс северных обрамлений Тихого океана [Kozhurin, 2004]

1 — границы пояса; 2 — дуга большого круга; 3 — зоны активных разломов преимущественно сдвигового типа и их номера.

Цифры на карте. 1–14 — крупнейшие из зон активных разломов: 1 — Танлу, 2 — Центральная Сихотэ-Алинская, 3 — Восточно-Сахалинская, 4 — Станового нагорья, 5 — Ланково-Омолонская, 6 — Момско-Черская, 7 — Хатырско-Вывенская, 8 — Кобук, 9 — Калтаг, 10 — Тотчунда, 11 — Февезер — Королевы Шарлотты, 12 — Денали, 13 — Сан-Андреас, 14 — Провинция Бассейнов и Хребтов

В частности, неуместным представляется выделение Берингоморской малой плиты, которая соответствует Берингову морю и, подобно Охотоморской плите, не имеет полных структурных ограничений и демонстрирует структурные связи с Северо-Американской плитой.

2.2. Сравнительный анализ островных дуг и активных континентальных окраин

Важным систематическим признаком островных дуг и активных континентальных окраин является строение глубинной сейсмофокальной зоны. Она всегда наклонена в сторону дуги или континента, но наклон и его изменения различны. По этому признаку выделяются дуги курилокамчатского и индонезийского типов. В курилокамчатском типе наклон зоны более или менее выдержан на всю глубину зоны, но может различаться от места к месту. В Курило-Камчатской дуге он варьирует от 35 до 50°, а в Марианской и Соломоновой дугах превышает 70°.

Возможно, это зависит от состава островной дуги. В Марианской и Соломоновой дугах кора более мафическая, чем в Курило-Камчатской и Японской, где сейсмофокальная зона наклонена положе.

С составом коры дуги и наклоном сейсмофокальной зоны связана высота её подъёма над

уровнем моря. У дуг Идзу-Марианской, Соломоновой, Бисмарка, Новобританской, Кермадекской высота меньше, чем у дуг Курило-Камчатской и Японской. Скопления гипоцентров землетрясений на глубинах до 60 км, около 300 км и 600–650 км и уменьшение их количества на промежуточных глубинах, выявленные в сейсмофокальной зоне Курило-Камчатской дуги, характерны и для других островных дуг, например, Японской и Малоанtilьской. Вероятно, они отражают изменения физических свойств вещества верхней мантии, связанные с минеральными преобразованиями.

Андамано-Индонезийскую дугу характеризуют те же структурные элементы и такой же вулканизм, что и в Курило-Камчатской дуге, но иное строение сейсмофокальной зоны [Hamilton, 1977]. Она очень пологая (до 10°), местами почти горизонтальная в приповерхностной части, а затем круто погружается под вулканической дугой (рис. 12). Значительная ширина аллохтонного выступа внешней части дуги благоприятствует возникновению в его тылу, т.е. вблизи вулканической дуги, пологих глубинных надвигов, наклонённых от вулканического пояса. Такие надвиги многочисленны в эродированном палеоаналоге дуги индонезийского типа — ларамийской структуре Большого Бассейна и Скалистых гор США [Hamilton, 1978]. Пологая часть сейсмофокальной зоны и тыловые надвиги обособляют коровый слой, способствуя его срыву и обеспечивая большую ширину области интенсивного структурообразования.

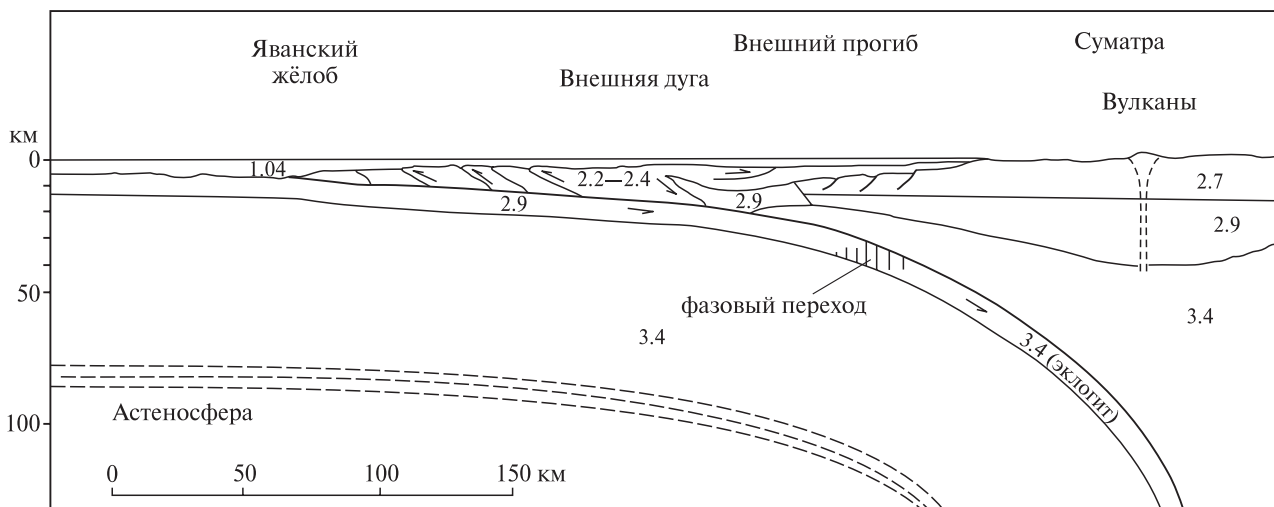


Рис. 12. Геофизический разрез Андамано-Индонезийской островной дуги через Яванский жёлоб и Юго-Восточную Суматру, по [Hamilton, 1977] с изменениями
Плотности указаны в г/см³

Активные континентальные окраины сходны с островными дугами наличием преддугового жёлоба, глубинной сейсмофокальной зоны, вулканического пояса, но отличаются от них отсутствием краевого моря, место которого занимают структуры континента. В определённой мере такой окраиной можно считать северную часть Курило-Камчатской дуги, поскольку Охотское море там мелководно и характеризуется континентальным типом строения земной коры. Однако наиболее ярким представителем этого типа структур являются Анды Южной Америки. Наклон сейсмофокальной зоны различен в разных частях Анд, варьируя от 20° до 35°. Интенсивность вулканизма возрастает с увеличением наклона зоны [Цветков и др., 1987].

Режим субдукции в Андах существует с мезозоя и продолжается до сих пор. Субдукция океанских плит Восточной Пацифики под краевые структуры континента сопровождается коллизией этих структур с Южно-Американской плитой, что обусловило поднятие и возникновение горного рельефа. Т.В. Романюк [2009], обобщившая данные по Центральным Андам, показала, что возникновение субаэральных деформационных поднятий началось в конце олигоцена (~27 млн л.н.). В миоцене эти деформации дополнились коровыми надвигами и расслоением, приведшим к значительному утолщению коры. Поднятие усилилось с позднего миоцена, когда утолщение коры превысило предельно допустимые значения (сейчас она имеет мощность 65–75 км), и её нижняя часть эклогитизировалась и погрузилась. При этом наибольшее по величине поднятие испытали плато Альтиплано-Пуна и Восточных Кордильер (≥ 2 км).

2.3. Продольные сдвиги по периферии Тихого океана

Завершая сравнительный анализ субдукционных структур, развитых преимущественно по периферии Тихого океана, остановимся на одной общей тектонической особенности этого региона, не связанной с субдукцией. Речь пойдёт о продольной относительно окраины Тихоокеанской плиты системе позднекайнозойских правых сдвигов, сохраняющих современную активность [Кожурин, Трифионов, 1982; Кожурин, 1988, 2013; Kozhurin, 2004] (рис. 13; см. рис. 11).

К ней относятся крупные разломы запада Северной Америки: Сан-Андреас, Феавезер — Королевы Шарлотты, Тотчунда, Денали-Калтаг, Кобук. Правый сдвиг Сан-Андреас возник на месте субдукционных структур, развитие которых завершилось в ларамийскую эпоху (граница мела и палеогена), а более северных сдвигов — на месте подобных структур, развивавшихся в кайнозой. Например, в Каскадных горах вулканизм островодужного типа был интенсивным в плиоцене и продолжался в плейстоцене. При этом сдвиги Тотчунда и Денали-Калтаг изменяют простирание от северо-западного, параллельного структурам Северной Америки, до параллельного Алеутской дуге, сохраняя правое смещение.

Западнее правые сдвиги северо-восточного простирания выявлены А.И. Кожуриным в Хатырско-Вывенской зоне (на северо-восточном простирании Камчатки) и в Камчатской части Курило-Камчатской дуги (см. раздел 2.1). Известны правые сдвиги того же северо-восточного простирания на северо-западном побережье Охотского моря — в Ланково-Омолонской зоне и юго-западнее. Правосдвиговые деформации в Алеутской, Курило-Камчатской и Японской островодужных системах проявляются, согласно А.И. Кожурину, также в асимметрии рисунка этих дуг: изгиб их «левых» частей (западной для Алеутской дуги и юго-западной для Курило-Камчатской и Японской) круче изгиба противоположной части. К той же сдвиговой системе принадлежат субмеридиональные правые сдвиги Сахалина и сдвиги Срединной линии Японии. В Новой Зеландии описаны Альпийский правый сдвиг и продолжающие его сдвиги Северного острова.

На западном обрамлении Тихого океана известны также продольные к островодужным структурам активные левые сдвиги — на Филиппинах (острова Лусон, Масбат, Леуте и Минданао) и по Главному продольному разлому Тайваня. Эти сдвиги являются, однако, принадлежностью островодужных систем, обособленных от Тихого океана Идзу-Марианской дугой, и не могут рассматриваться как структуры непосредственного обрамления Тихоокеанской плиты.

Правые сдвиги вокруг Тихого океана изменяют простирание, будучи примерно параллельными структурам обрамления Тихоокеанской плиты. Они обнаруживаются на островных дугах и активных окраинах с континентальным типом коры.

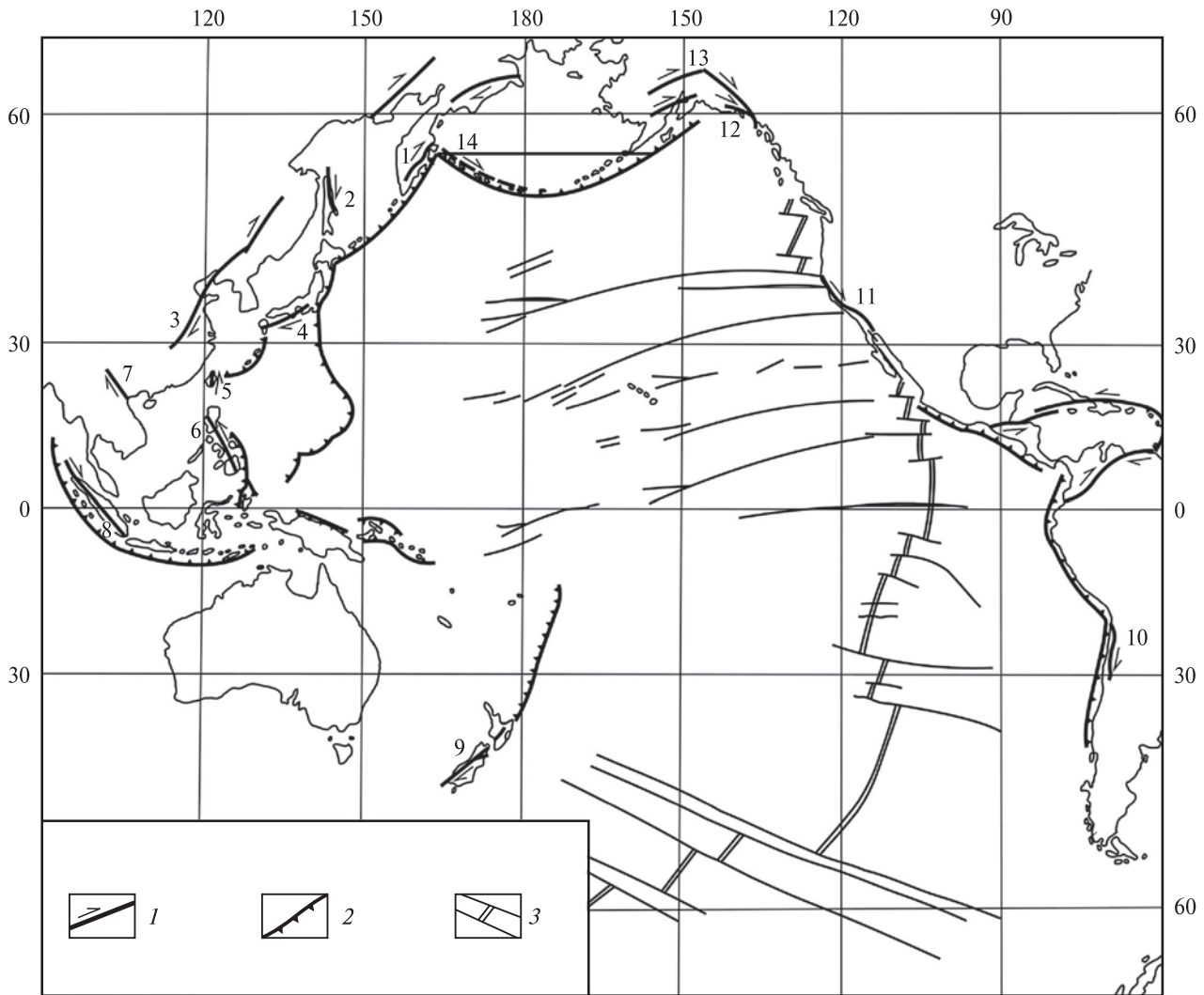


Рис. 13. Главные активные сдвиги вокруг Тихого океана [Кожурин, Трифионов, 1982]

1 — сдвиги; 2 — зоны субдукции; 3 — рифтовые и трансформные разломы в океане.

Цифры на карте: 1-14 — разломы: 1 — Передовой фас Центральной Камчатки, 2 — Восточно-Сахалинская зона, 3 — Танлу, 4 — Срединная линия Японии, 5 — Восточный продольный разлом Тайваня, 6 — Филиппинский, 7 — Красной реки, 8 — Суматры, 9 — Альпийский, 10 — Атакамский, 11 — Сан-Андреас, 12 — Феавезер, 13 — Денали, 14 — тыловой шов командорского сегмента Алеутской островной дуги

Сопоставление сдвигов, наблюдаемых на земной поверхности в Новой Зеландии и юго-западной Японии, с геофизическими данными, положением гипоцентров и механизмами очагов землетрясений показывает, что сдвиги нарушают лишь верхнекоровый слой мощностью до 15–20 км и сменяются глубже иными структурами, развивающимися в другом поле напряжений. При переходе зоны активных нарушений из области с развитым гранитно-метаморфическим слоем в область с субокеанической корой изменяется и характер движений. Так, на продолжении правых сдвигов Новой Зеландии в островной дуге Тонго–Кермадек сдвиги сменя-

ются пододвиганием с подчинённой сдвиговой компонентой.

Таким образом, правые сдвиги обрамления Тихого океана и сопряжённые с ними разломы являются образованиями континентальной коры и развиваются автономно как от более глубинных структур литосферы, так и от соседних областей с океанической и субокеанической корой. Вместе с тем, сдвиги обнаруживают связь со структурами более внутренних частей континентов. Очевидно, они являются элементами структуры континентов, связаны с ними кинематически и дискордантны по отношению к структурам взаимодействия Тихоокеанской плиты и её обрамления.

Глава 3

Альпийско-Гималайский коллизионный пояс

Под названием Альпийско-Гималайского пояса объединяют широкую область новейших деформаций, протягивающуюся от Пиренеев и окружающих Гибралтар Бетских Кордильер и Эр-Рифа до Индокитая и Андаман-Индонезийской дуги. В неотектоническом развитии юго-восточной части пояса, отделённой этой дугой от Индийского океана и островными дугами восточного обрамления Пацифики от Тихоокеанской плиты, решающую роль играют процессы субдукции, рассмотренные в предыдущем разделе. К новейшим коллизионным структурам принадлежит более северо-западная часть пояса и, прежде всего, его горная часть, расположенная между Карпатами и Эгейским морем на западе и восточными обрамлениями Тибета и Гималаев на востоке (рис. 14).

Описание этой центральной части Альпийско-Гималайского пояса начнём с его геологической структуры, сложившейся к началу неотектонического этапа развития пояса.

В орогеническом поясе доминирует продольная тектоническая зональность, при которой возраст становления континентальной коры последовательно омолаживается к югу и юго-западу. Это определялось эволюцией океана Тетис, существовавшего до образования орогенического пояса и разделявшего фрагменты распадавшегося южного континента Гондвана и северных плит, обрамлённых палеозойскими складчатыми сооружениями.

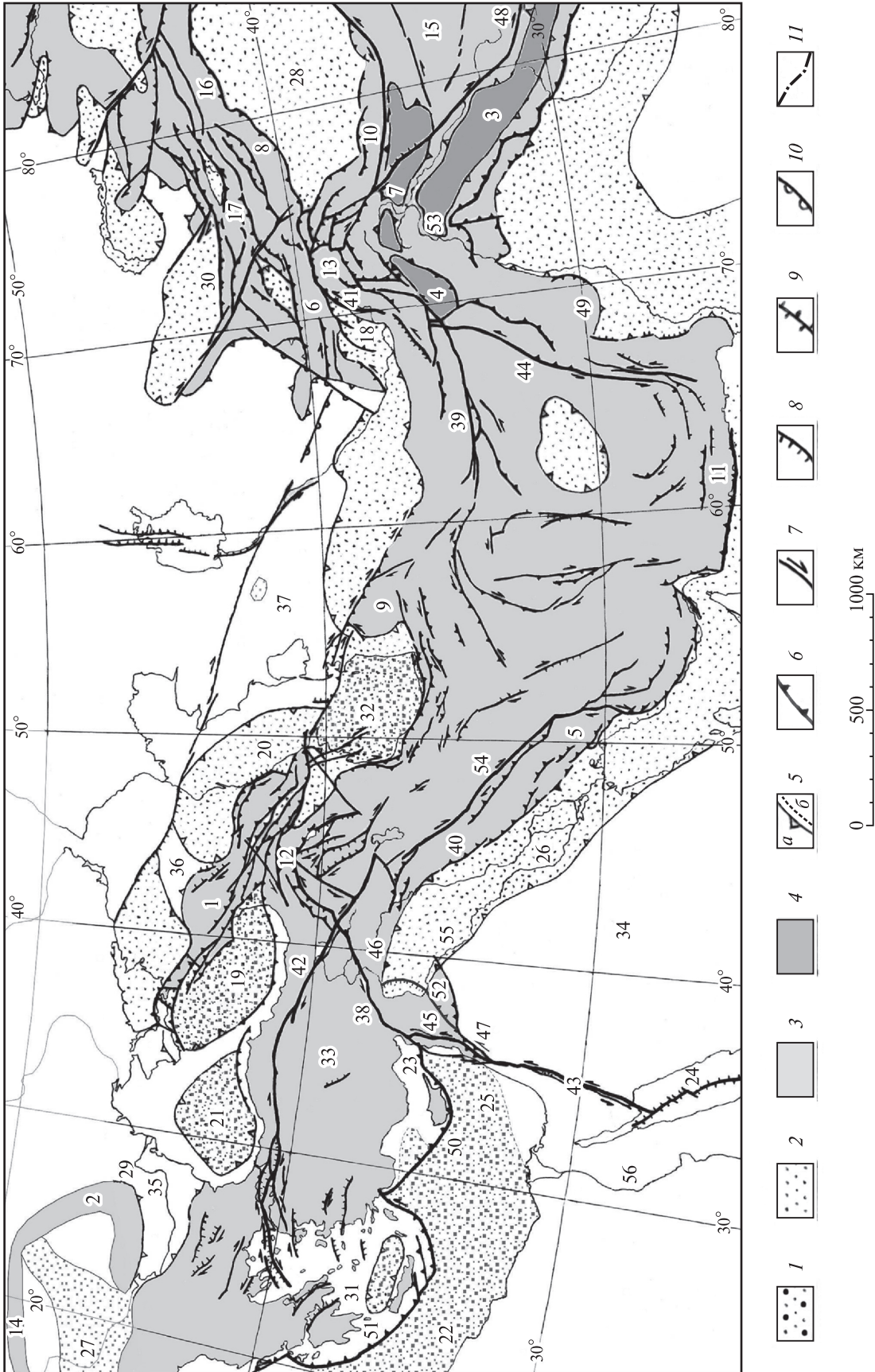
В течение всей истории Тетиса на его юго-западной (в современных координатах) гондванской пассивной окраине, которая имела докембрийский возраст фундамента, происходил рифтинг, перераставший в спрединг. Отчленявшиеся от Гондваны континентальные фрагменты перемещались на северо-восток, где океан-

ская литосфера Тетиса субдуцировала под островные дуги или активные окраины северных плит.

Неоднократное повторение этого процесса в виде образования Палео-, Мезо- и Неотетиса привело к последовательному причленению к северным плитам все новых микроплит — фрагментов Гондваны, разделённых сутурами, аккреционными клиньями и проявлениями синсубдукционного и синколлизийного магматизма и метаморфизма соответствующих стадий развития Тетиса. Слабо переработанные фрагменты (срединные массивы) сохраняли близкий к платформенному режим развития. Процесс прослеживается с начала распада Пангеи в карбоне и более отчетливо в мезокайнозойе, когда северные плиты слились в единую Евразийскую плиту.

В современных очертаниях большая часть орогенического пояса образована разновозрастными тектоническими зонами северной активной окраины Неотетиса, тогда как на его южной пассивной окраине находятся немногие горные сооружения, крупнейшие из которых — Гималаи и Загрос.

Горы северного края пояса (Большой Кавказ, Копетдаг, Тянь-Шань, Северный Афганистан, Северный Памир, Куньлунь и Северный Тибет) возникли на палеозоидах, участие которых в строении пояса уменьшается к западу. Так, северная часть Тянь-Шаня — каледонская, а южная — герцинская, тогда как западнее в состав пояса вошла лишь часть герцинид, а их северные продолжения образовали фундамент Туранской и Скифской эпипалеозойских платформ и герцинид Центральной Европы. Южнее выделяются сутуры и другие структурные индикаторы разных стадий развития Мезотетиса и, на крайнем юге, Неотетиса.



На активной окраине выявлены следы задуговых прогибов, частично наследовавших реликты более ранних тетических бассейнов, а частично наложенных на иные структурные элементы. При неоднократном закрытии бассейнов с океанской и субокеанской корой в литосфере пояса сохранились реликты океанской коры, фиксируемые в виде высокоскоростных объемов на разных уровнях литосферы и проявляющиеся в ксенолитах изверженных пород.

Поскольку с позднего палеозоя до палеогена Тетис представлял собой вытянутый на северо-запад и сужавшийся в этом направлении залив Пацифики, горизонтальные перемещения при его закрытии и формировании орогенического пояса в целом возрастали к востоку. Эта тенденция проявилась и в позднем кайнозое в возрастании амплитуд латеральных смещений с запада на восток как в аналогичных структурах (например, в больших амплитудах сдвига на западном фланге Индийской плиты по сравнению с западным флангом Аравийской плиты), так и в масштабах сегментов пояса, укоротившихся в поперечном направлении на разную величину.

Отмеченное изменение строения и развития пояса вдоль его простирания происходит скачками, и в этом важную роль играют крупные поперечные зоны разломов. К их числу относится пояс нарушений, начинающийся от срединного хребта (зоны спрединга) Индийского океана разломом Оуэн, который на севере через кулисный ряд разломов подставляется Чаманской зоной разломов на западном обрамлении Индий-

ской платформы и далее Дарвазским разломом на западном фланге Памира [Трифонов и др., 2002]. На северном простирании последнего находится западное окончание горного сооружения Тянь-Шаня. Другая подобная система образована Левантской зоной разломов, иначе называемой Трансформой Мёртвого моря и продолжающейся на северо-восток Восточно-Анатолийской зоной разломов. Поперечная делимость центральной части Альпийско-Гималайского пояса позволяет обособить в её пределах два мегасегмента. К восточному мегасегменту относятся Памиро-Гималайский регион и структуры Центральной Азии, а к западному — Аравийско-Кавказский регион с примыкающими структурами Ирана и Анатолии.

3.1. Тянь-Шань-Памиро-Гималайский регион и Центральная Азия

На северном фланге рассматриваемого мегасегмента Альпийско-Гималайского коллизионного пояса находится новейшее горное сооружение Тянь-Шаня. Простирающаяся на северо-запад зона Таласо-Ферганского разлома, обрамлённая Таласским и Ферганским хребтами, отделяет Западный Тянь-Шань от Центрального. Восточным Тянь-Шанем называют его китайскую часть, сходную с центральной и сужающуюся на востоке.

←

Рис. 14. Схематичная карта плиоцен-четвертичных структур Альпийско-Гималайского орогенического пояса

1, 2 — впадины: 1 — с субокеанической корой, 2 — области устойчивого прогибания на континентальной коре; 3 — горные системы — на рис. 48–50 — низко- и среднегорные возвышенности (не выше 1,5 км); 4 — высочайшие горные сооружения; 5 — границы гор и межгорных впадин — а — на рис. 14, б — на рис. 48–50; 6–10 — разломы (на рис. 14 крупнейшие плиоцен-четвертичные разломы выделены утолщенными линиями): 6 — надвиг или взброс, 7 — сдвиг, 8 — сброс, 9 — раздвиг, 10 — флексура; 11 — линия Торнквиста (на рис. 48–50) и Пальмиро-Апшеронский линеамент (на рис. 50).

Цифры на карте: 1–17 — горные системы: 1 — Большой Кавказ, 2 — Восточные Карпаты, 3 — Гималаи, 4 — Гиндукуш, 5 — Загрос, 6 — Западный Тянь-Шань, 7 — Каракорум, 8 — Кокшаал, 9 — Копетдаг, 10 — Куньлунь, 11 — Макран, 12 — Малый Кавказ, 13 — Памир, 14 — Северные Карпаты, 15 — Тибет, 16 — Хан-Тенгри, 17 — Центральный и Восточный Тянь-Шань; 18–32 — впадины: 18 — Афгано-Таджикская депрессия, 19 — Восточно-Черноморская впадина, 20 — Дербентский прогиб, 21 — Западно-Черноморская впадина, 22 — Ионическая впадина, 23 — Киликия-Адана (прогиб), 24 — Красное море (рифт), 25 — Левантинская впадина, 26 — Месопотамский прогиб, 27 — Паннонская впадина, 28 — Таримская впадина (микроплита), 29 — Фокшанская впадина (часть Предкарпатского прогиба), 30 — Чуйская впадина (Предтяньшанская), 31 — Эгейское море, 32 — Южно-Каспийская впадина; 33–37 — платформы: 33 — Анатолийская, 34 — Аравийская, 35 — Мизийская, 36 — Скифская, 37 — Туранская; 38–47 — разломы и зоны разломов: 38 — Восточно-Анатолийская зона, 39 — Гератская зона, 40 — Главный современный разлом Загроса, 41 — Дарвазский, 42 — Северо-Анатолийская зона, 43 — Трансформа Мёртвого моря (Левантская зона), 44 — Чаманский и 45 — Эль Габ разломы, 46 — Южно-Таврская зона, 47 — разлом Яммуне; 48–54 — тектонические зоны: 48 — Инда-Цангло, 49 — Кветты, 50 — Кипрская дуга, 51 — Крито-Эллинская дуга, 52 — Пальмириды, 53 — Пенджабский синтаксис, 54 — Санандадж-Сирджанская; 55, 56 — реки: 55 — Евфрат, 56 — Нил

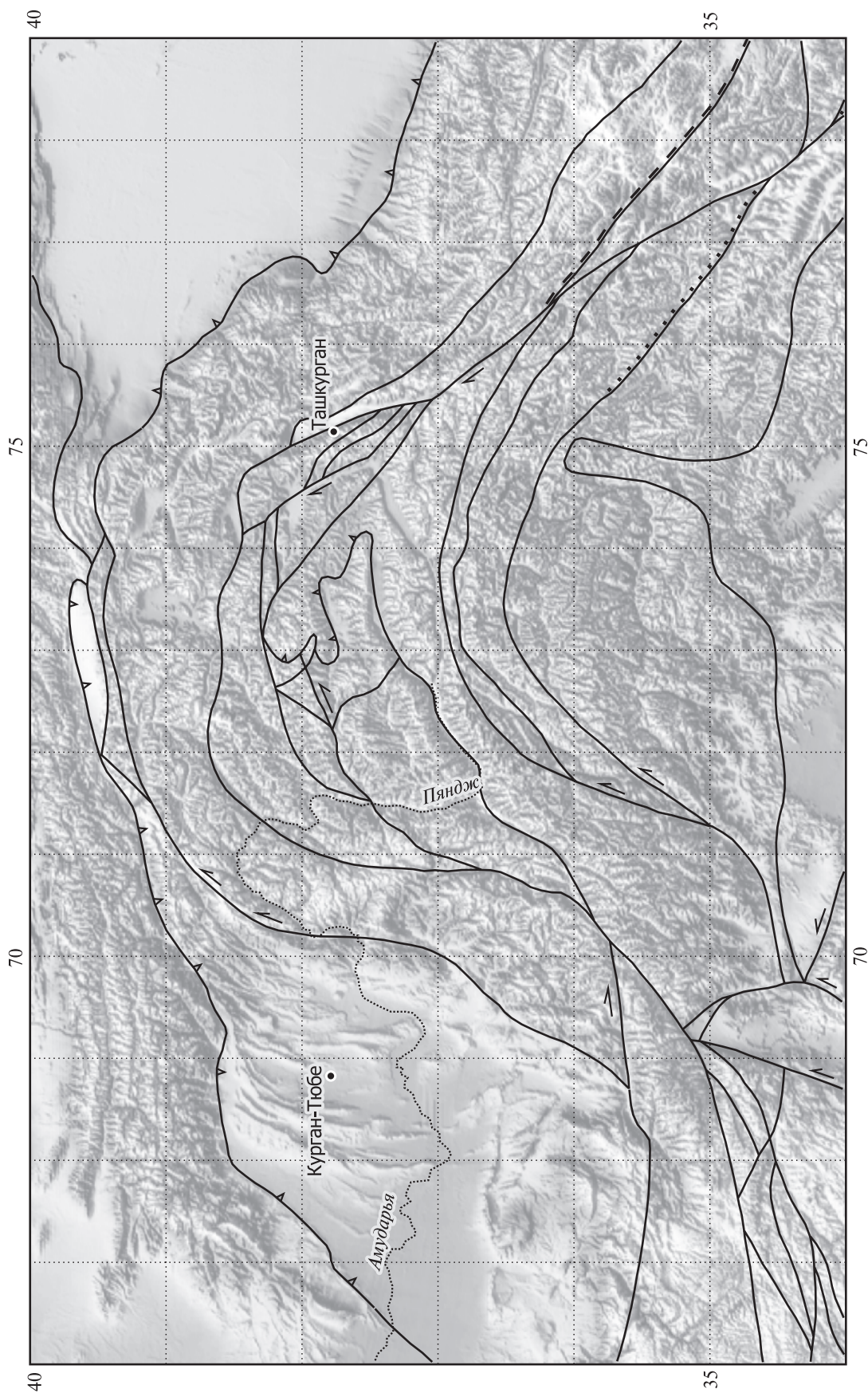


Рис. 15. Орографическая карта Памиро-Каракорумского региона и его окружения с нанесенными контурами тектонических зон, обозначенных на рис. 22 [Иванова, Трифионов, 2005]

Южнее расположены внутренние зоны пояса. На меридиане Памира они почти смыкаются с Тянь-Шанем, образуя в плане крутую выпуклую к северу дугу, называемую Памирским синтаксисом. Эта крутая дуга надстраивает к северу другую, несколько более пологую дугу (Пенджабский синтаксис), образованную горными системами Гиндукуша, Каракорума и Северо-Западных Гималаев. Они огибают северный выступ докембрийской Индийской платформы, которая представляет собой крупный фрагмент Гондваны. Иногда оба синтаксиса объединяют под названием Памиро-Пенджабского синтаксиса (рис. 15).

К западу и востоку от Памирского синтаксиса внутренние зоны пояса отступают от Тянь-Шаня, и между ними находятся крупные новейшие впадины — Афгано-Таджикская депрессия на западе и Таримская впадина, или микроплита, на востоке. Южнее Таримской впадины расположены хребты Куньлуня, Тибетское нагорье и Гималаи, отделённые от Индийской платформы Предгималайским передовым прогибом.

3.1.1. Активные разломы

Коллизионные взаимодействия в регионе наиболее полно отражены в позднечетвертичных смещениях по активным разломам [Трифонов и др., 2002]. Крупнейшие зоны разломов группируются вдоль границ хребтов и межгорных впадин (рис. 16).

На западном фланге Памиро-Пенджабского синтаксиса выявлены левосдвиговые смещения, наиболее полные сведения о которых получены для Дарвазского сегмента Дарваз-Алайской зоны. Здесь скорость голоценового сдвига — 15–16 мм/год [Трифонов, 1983]. Близкие скорости сдвиговых перемещений выявлены для Чаманского разлома. По зоне разломов, кулисно подставляющих Чаманский сдвиг на юго-востоке, суммарная скорость позднечетвертичного сдвига близка к 8 мм/год. На северном фланге синтаксиса Дарваз-Алайская зона отгибается к востоку и теряет сдвиговую компоненту смещений, которые становятся надвиговыми. По южной ветви зоны скорость голоценового надвигания определена в 7 мм/год, а по северной — в 2.4–5 мм/год [Никонов и др., 1983, 1984].

Вдоль северо-восточного фланга синтаксиса протягивается Памиро-Каракорумский правый сдвиг, простирающийся на СЗ–ЮВ. Скорость пос-

леледникового сдвига определена в 27–35 мм/год [Liu et al., 1991]. К северо-западу она убывает до 15–20 мм/год. Отчасти это связано с перемещениями по опережающим сдвигам. По одному из них, Карасуйскому на востоке Памира, скорость сдвига составляет 1 мм/год. Юго-восточнее Памиро-Каракорумского сдвига, вдоль южного склона Гималаев, протягиваются Пограничная и Фронтальная надвиговые зоны, сопряжённые с молодыми складками предгорного прогиба. К.С. Валдия [Waldiya, 1986] оценивает скорость меридионального укорочения в зоне Фронтального надвига в 10–15 мм/год, Пограничного разлома — в 5–7 мм/год и по частично активизированному Центральному надвигу Гималаев — до 3 мм/год. По мнению К.С. Валдия, эти надвиги сливаются на глубине в единую зону срыва, уходящую под Гималаи.

Активные разломы обнаружены как внутри Памиро-Пенджабского синтаксиса, так и на его обрамлениях. Вдоль Южного Тибета в широтном направлении протягивается кулисный ряд правых сдвигов северо-западного простирания — Джяринг-Ко, Бенг-Ко, Джяли, Пограничный разлом гор Кангшан и др. Скорость голоценового сдвига по разломам ряда достигает 10–15 мм/год. Этот ряд связывает юго-восточное окончание Памиро-Каракорумского сдвига с правым сдвигом Красной реки, который протягивается из Юньнана во Вьетнам. Установленные за разные временные интервалы скорости сдвига — 2–8 мм/год [Allen et al., 1984]. По геодезическим данным, скорость сдвига достигает 10–11 мм/год при вертикальной компоненте движений до 0.75 мм/год.

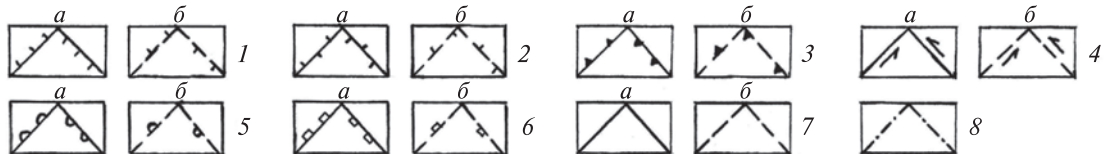
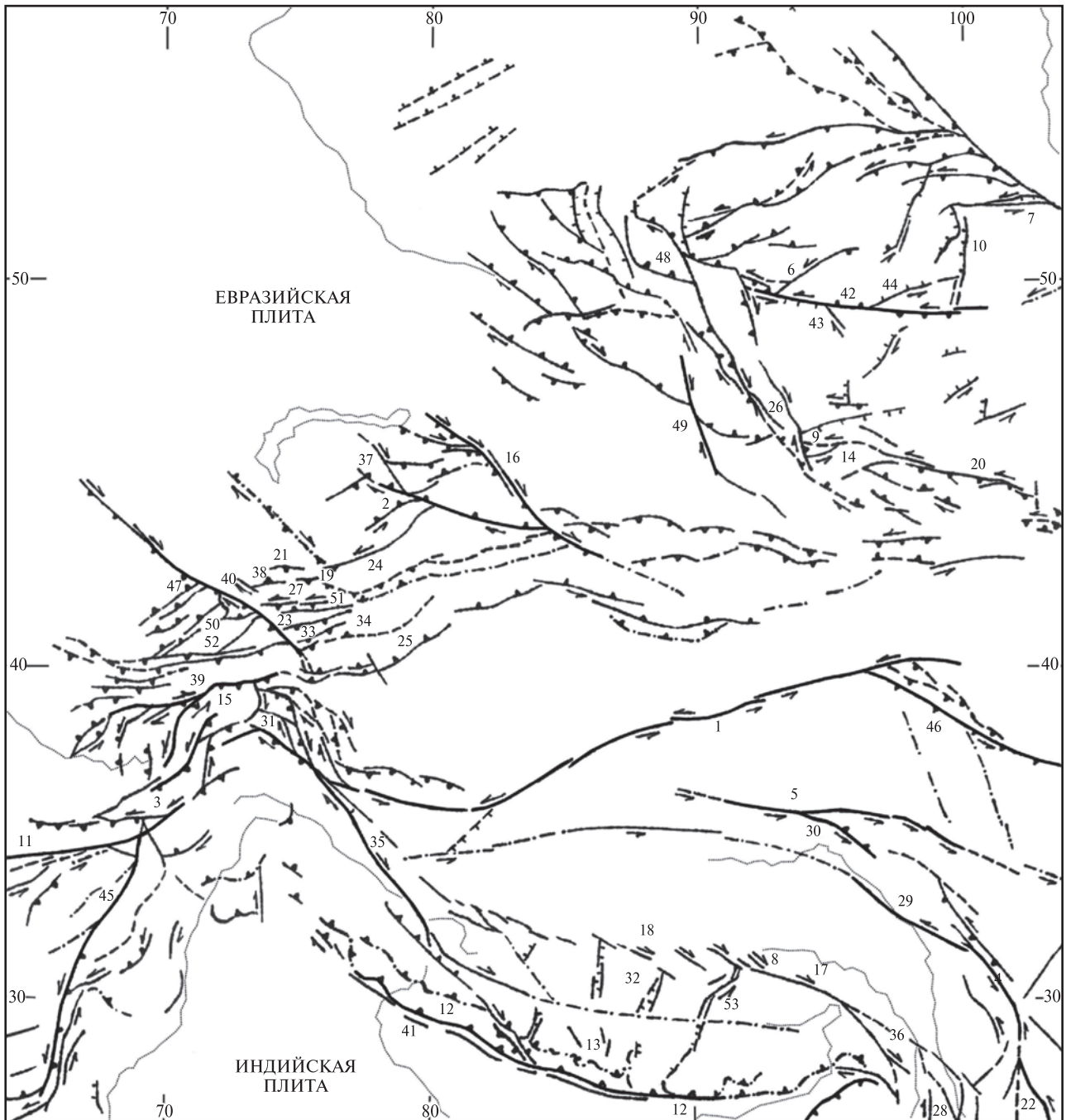
Другим продолжением кулисного ряда может быть крупный меридиональный правый сдвиг Сагаинг в тылу складчатого Бирманского сегмента северной части Андамано-Индонезийской дуги [Armijo, Tapponnier, 1989]. Активный западный край сегмента обозначен надвигом Индо-Бирманского хребта. Между южнотибетским рядом правых сдвигов и надвигами южного склона Гималаев обнаружено несколько активных сбросов и грабенов, простирающихся на ЮЮЗ–ССВ. Скорость вертикальных движений в грабене Ядонг-Гулу измеряется миллиметрами в год.

Севернее южнотибетского ряда правых сдвигов, в Тибете и Куньлуне, доминируют субширотные левые сдвиги [Ding Guo-yu, 1984]. Крупнейший Алтынтагский (Алтунский) разлом протягивается более чем на 2000 км на ВСВ вдоль северного фланга Куньлуня и Цайдама.

Глава 3. Альпийско-Гималайский коллизионный пояс

В его центральной части скорость позднечет-
вертичного сдвига — 9–10 мм/год, а сдвига
с начала среднего плейстоцена — 6 мм/год.
Юго-восточнее оз. Лобнор определены разные
значения скоростей: 3.2 мм/год — за голоцен,
5.6–7 мм/год — за голоцен и поздний плейсто-

цен, 8.8 мм/год — с середины среднего плей-
стоцена и 9.4 мм/год — с начала среднего плей-
стоцена. Южнее, между Цайдамом и Тибетом,
протягивается на 1100 км разлом Арнимакинг
(Ксидатан-Маку) со средней скоростью сдвига
от 1 до 10 мм/год.



На восточном обрамлении Тибета и Цайдама разломы с существенно левосдвиговыми смещениями приобретают юго-восточное, а на юге, в Северном Юньнани, южное направление. От восточной части Алтынтагской зоны на юго-восток ответвляется Чангма-Килианский разлом со скоростью сдвига 4–6.5 мм/год при скорости вертикальной компоненты смещений 1–1.4 мм/год. Южнее находится разлом Тайлузи (Северного фронта гор Кинлинг) со средней скоростью четвертичного сдвига 1.3 мм/год при подчинённом поднятию южного крыла. Зону Арнимакинг опирает с юга разлом Куньлунского перевала со средней скоростью левого сдвига около 1 мм/год и меньшей сбросовой компонентой смещений (опущено юго-западное крыло).

Далее к югу расположена зона разлома Ксианшухе протяжённостью 800 км. В его центральном сегменте, круто наклонённом на северо-восток, скорость сдвига за поздний плейстоцен и голоцен варьирует от 2.5–3 до 15 мм/год, а за голоцен — от 10 до 20 мм/год при соотношении сдвиговой и вертикальной составляющих движения 3÷5/1. Скорость современного сдвига, подсчитанная суммированием сейсмических моментов землетрясений, — 5–6 мм/год, а измеренная геодезически — 6–7.9 мм/год [Ding Guo-yu, 1984; Molnar, Deng Qidong, 1984]. На юго-восточном окончании зона Ксианшухе отклоняется к югу и переходит в меридиональный разлом Аннинг со скоростью современного сдвига чуть меньше 2 мм/год. Разлом Аннинг продолжается к югу разломами Земухе и Ксиаоджианг. Скорость

сдвига по ним определена разными методами в пределах 5–9 мм/год [Allen et al., 1991].

Непосредственно к западу от Памиро-Пенджабского синтаксиса доминирующую роль играют субширотные активные зоны. Такова Сурхоб-Илякская зона правых сдвиго-надвигов на границе Памира и Афгано-Таджикской депрессии с Тянь-Шанем. По результатам многолетних геодезических наблюдений в зоне Сурхобского разлома определены: воздымание южного крыла со скоростями до 15 мм/год и сближение крыльев со скоростью 20 мм/год, а также правосдвиговая деформация вдоль Сурхоб-Илякской зоны со скоростью около 20 мм/год [Певнев и др., 1978]. К юго-западу скорость надвигания уменьшается до 10 мм/год. По одному из разломов зоны возле г. Яван обнаружен позднечетвертичный правый сдвиг со скоростью 1.5–3 мм/год [Трифонов, 1983]. Южнее Афгано-Таджикской депрессии выделены Чормак-Андарабская и Гератская зоны молодых правых взбросо-сдвигов.

В Тянь-Шане выявлены активные надвиги и взбросы, простирающиеся широтно или на ВСВ вдоль хребтов и межгорных впадин. Их рассекают в северо-западном направлении разломы с преимущественно правосдвиговыми смещениями. Крупнейший из них Таласо-Ферганский правый сдвиг протягивается на 900 км. На протяжении 400 км он пересекает горное сооружение Тянь-Шаня (рис. 17), и здесь молодые смещения максимальны, причём их величина зависит от длительности перемещения соответствующих образований [Trifonov et al., 2015].

←

Рис. 16. Активные разломы Памиро-Гималайского региона и Центральной Азии [Трифонов, Караханян, 2008]

1–7 — морфокинематические типы активных в позднем плейстоцене и голоцене разломов (*a* — достоверных, *b* — предполагаемых): 1 — сбросы, 2 — раздвиги, 3 — надвиги и взбросы, 4 — сдвиги, 5 — флексуры, 6 — поверхностное продолжение зон субдукции, 7 — разломы с неизвестным типом смещения; 8 — разломы, активные в среднем плейстоцене с предполагаемыми фрагментарными проявлениями активности в позднем плейстоцене и голоцене (разделены на те же морфокинематические типы, что и 1–6). Главные разломы выделены утолщёнными линиями.

Цифры на карте (р. — разлом, з.р. — зона разломов): 1 — Алтынтагский р., 2 — Алтынзёмельский р., 3 — Андарабский (Чоормак-Андарабский) р., 4 — Аннинг р., 5 — Арнимакинг (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 — Джяли р., 18 — Джаринг-Ко р., 19 — Акчопский р. и Южно-Кочкорский р., 20 — Долинозёрский р., 21 — Иссыккатынский р., 22 — Земухе р. и Ксиангджианг р., 23 — Кажыртинский р., 24 — Кеминский (Чон-Кеминский) р., 25 — Кепинг з.р., 26 — Кобдинский р., 27 — Минкуш-Кёкёмеренская з.р., 28 — Красной реки р., 29 — Ксианшухе р., 30 — Куньлунского перевала р., 31 — Карасуйский р., 32 — Кунг-Ко з.р., 33 — Нарынский (Центрально-Нарынский) р., 34 — Ойнакджарский р., 35 — Памиро-Каракорумский (Каракорумский) р., 36 — Пограничный р. гор Кангшан, 37 — Салдатсайский (Западно-Джунгарский) р., 38 — Северо-Сусамырский р., 39 — Сурхоб-Илякская з.р., 40 — Таласо-Ферганский р., 41 — Фронтальная з.р. Гималаев, 42 — Хангайская з.р., 43 — Хан-Хухийнский р., 44 — Цэцэрлэгский р., 45 — Чаманский (Мукур-Чаманский) р., 46 — Чангма-Килианский р., 47 — Чаткальский р., 48 — Шапшальский р., 49 — Эртайский р., 50 — Южно-Атойнокский р., 51 — Южно-Сонкульский р., 52 — Южно-Наукатский р., 53 — Ядонг-Гулу з.р.

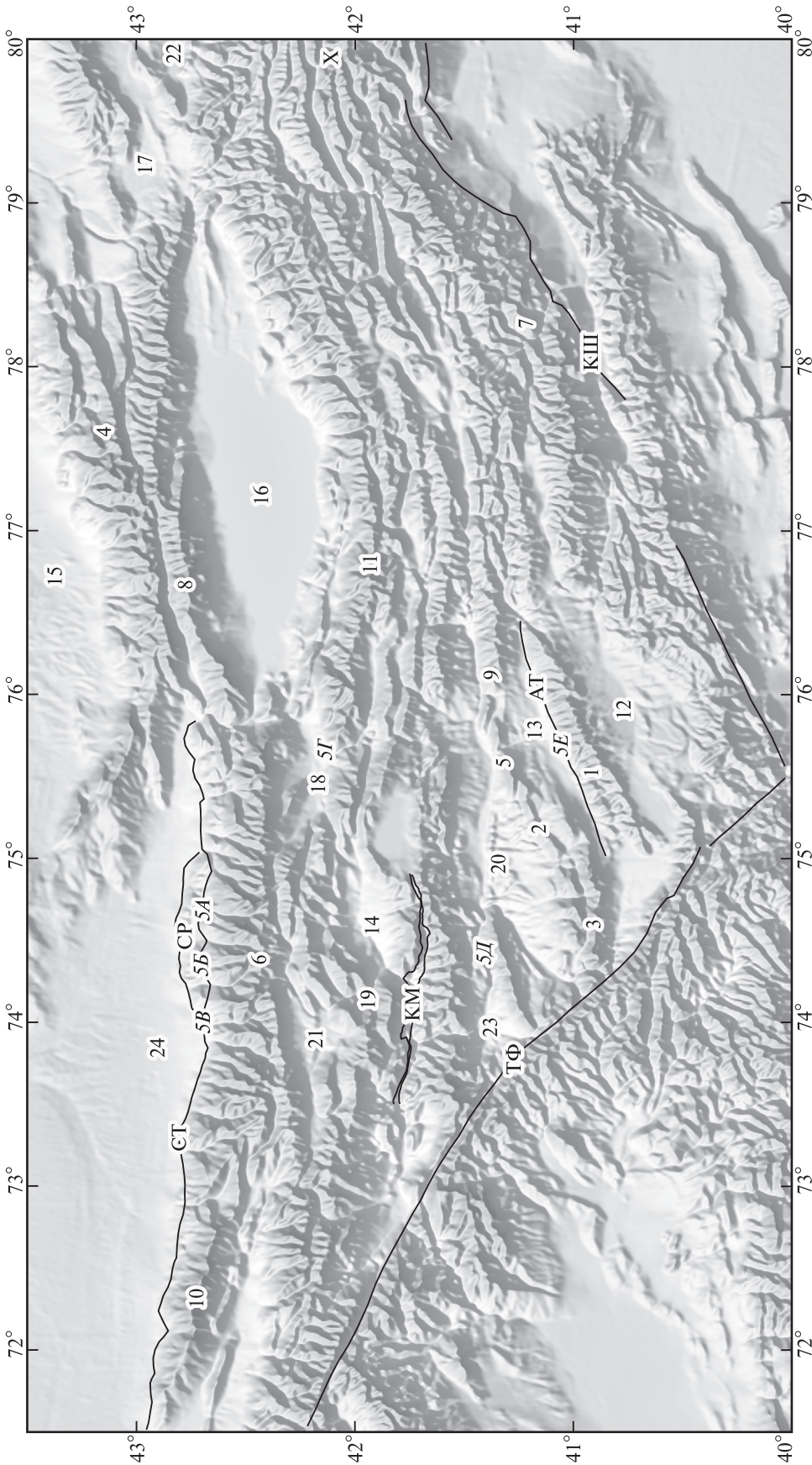


Рис. 17. Карта рельефа Центрального Тянь-Шаня

Цифры на карте: 1–11 — горные хребты: 1 — Атбашинский, 2 — Байбичетау, 3 — Джамантау, 4 — Зайлийский Алагау, 5 — Карагау, 6 — Киргизский, 7 — Кокшаалтау, 8 — Кунгей Алагау, 9 — Нарынтау, 10 — Таласский, 11 — Терекский Алагау; 12–24 — предгорные и межгорные впадины: 12 — Аксайская, 13 — Аббашинская, 14 — Джумгольская, 15 — Илийская, 16 — Иссыкульская, 17 — Каркаринская, 18 — Кочкорская, 19 — Кызылойская, 20 — Нарынская, 21 — Сусамырская, 22 — Текеская, 23 — Тогуз-Тороуская, 24 — Чуйская.

Буквенные обозначения. Крупные ищие зоны разломов: АТ — Аббашинская, КШ — Кокшаальская, СГ — Северо-Тяньшаньская, ТФ — Таласо-Ферганская, СР — Серафимовская антиклиналь, км — Кёкёмерен-Минкушская зона, Х — горный узел Хан-Тенгри.
5А–5Е — геологические профили (см. рис. 21, А–Е)

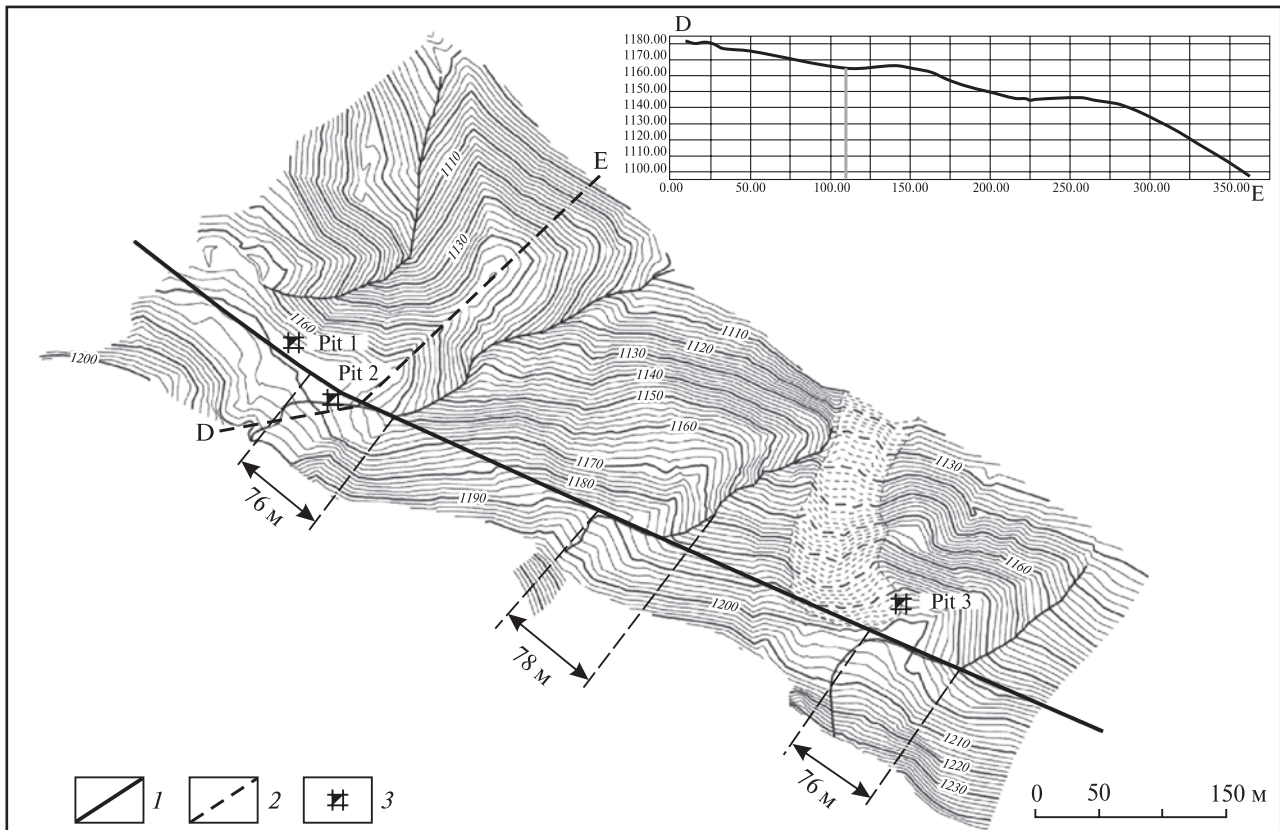


Рис. 18. Правый сдвиг голоценовых форм рельефа по Таласо-Ферганскому разлому возле перевала Кокбель, по данным А.М. Корженкова [Trifonov et al., 2015]

1 — Таласо-Ферганский разлом; 2 — поперечный профиль; 3 — траншея

Общее сдвиговое смещение крупнейших четвертичных орографических элементов за 1.8 млн лет составляет 10–12 км. Выявлены смещения троговых долин и отложений двух последних оледенений, а также мелких форм рельефа, возникших в голоцене (рис. 18).

Пределы возраста смещений голоценовых долин определялись радиоуглеродным методом. Нижний предел соответствует возрасту самых молодых смещённых отложений, а верхний — возрасту нижних отложений в мелких приразломных впадинах, возникших в результате подпруживания водотока сдвиговым перемещением или синхронной сдвигу вертикальной подвижки по разлому.

Установленные скорости сдвига различны в разных сегментах зоны разлома (I–VI с юго-востока на северо-запад, табл. 1). Они возрастают в северо-западном направлении из-за того, что на юго-востоке часть сдвига переходит в надвигание по продольным разломам Центрального Тянь-Шаня. На северо-западе скорость сдвига резко падает, переходя в смещения по сопряжённым разломам западного фланга Тянь-Шаня.

На границе Центрального и Восточного Тянь-Шаня к числу секущих горное сооружение разломов относятся Джунгарский и Солдатсайский (Западно-Джунгарский) разломы, сливающиеся на юго-востоке. Оба разлома характеризуются многократным преобладанием правосдвиговой компоненты смещений над взбросовой. Средние скорости голоценового и голоцен-позднеплейстоценового сдвига по Джунгарскому разлому — 3–5 мм/год [Трифонов и др., 2002]. По Солдатсайскому разлому скорость меньше.

В Центральном Тянь-Шане документировано несколько активных надвигов, простирающихся вдоль границ хребтов и межгорных впадин [Абдрахматов и др., 2001]. Средняя скорость голоценовых перемещений по ним варьирует от 0.1 до 3 мм/год, а выраженная надвигами суммарная скорость поперечного укорочения горного сооружения достигает 10 мм/год. По некоторым продольным разломам в Кёкёмерен-Минкушской зоне и на северном склоне поднятия Байбичетау выявлена левосдвиговая составляющая движений [Бачманов и др., 2008; Три-

фонов и др., 2008]. На левосдвиговую деформацию вдоль Центрального Тянь-Шаня указывает также кулидность взаимного расположения новейших структур.

Направления и соотношения смещений по активным разломам на границах Памиро-Пенджабского синтаксиса указывают на его движение к северу и сближение с Евразийской плитой. Максимальное сжатие направлено меридионально. По обе стороны от синтаксиса направление сжатия изменяется: оно становится северо-восточным в Тибете и Кульлуне севернее Южно-Тибетского кулисного ряда правых сдвигов и северо-западным — в Афгано-Таджикской депрессии. В Тибете происходит выжимание горных масс на восток. Оно проявляется южнее кулисного ряда правых сдвигов системой поперечных структур растяжения (грабенов и сбросов), а севернее взаимодействием сдвигов, правых на юге и левых на севере. С левосдвиговыми перемещениями связано поперечное сжатие Таримской микроплиты, которое, сочетаясь с давлением Памиро-Пенджабского синтаксиса, обуславливает поперечное сжатие и укорочение Тянь-Шаня.

Описанное поле напряжений и деформаций распространяется на север за пределы Альпийско-Гималайского пояса [Трифонов и др., 2002]. В юго-западных предгорьях Джунгарского Алатау выявлены голоценовые левые взбросо-сдвиговые смещения по Алтынэмельскому разлому северо-восточного простирания. Северо-восточнее, в Джунгарском Алатау обнаружены субширотные активные взбросы. На Алтае сочетаются

субширотные надвиги, поперечные к ним грабены типа Телецкого и Сумультинского и правые сдвиги северо-западного простирания. На обрамлениях Чуйско-Курайской зоны впадин Горного Алтая сочетаются надвиги и правые сдвиги. При Алтайском землетрясении 2003 г. на южном борту Чуйской впадины возник 65-километровый разрыв северо-западного простирания, по которому установлено сейсмогенное правосдвиговое смещение до 2 м [Рогожин, 2012].

В Монгольском Алтае выделяется пояс правых взбросо-сдвигов север-северо-западного простирания [Трифонов, 1983; Трифонов и др., 2002]. Крупнейшими являются Эртайский и Кобдинский разломы. По амплитудам голоценовых, голоцен-позднеплейстоценовых и четвертичных смещений средняя скорость сдвига по Эртайскому разлому оценивается величинами от 4 до 18 мм/год. По Кобдинскому разлому она составляет 4–5 мм/год, а по оперяющему его разлому Бидж — 2–2.5 мм/год. Восточнее расположены зоны субширотных левых сдвигов, Гоби-Алтайская и Хангайская с оперяющими её Цэцэрлэгским и Ахурулинским сбросо-сдвигами. По 270-километровому восточному Долиноозёрскому сегменту Гоби-Алтайской зоны скорость голоценового сдвига определена в 6–7 мм/год, а голоцен-позднеплейстоценового — 8–9 мм/год. По Хангайскому разлому скорость голоценового сдвига — 8–10 мм/год. С оперяющими разломами Хангайской зоны и субширотными взбросо-сдвигами Восточных Саян сопряжены грабены Байкальской рифтовой системы (см. раздел 1.1).

Таблица 1. Нижний и верхний пределы скоростей (в мм/год) сдвига в разных сегментах Таласо-Ферганского разлома [Trifonov et al., 2015]

Сегмент	Нижний предел	Литературный источник	Верхний предел	Литературный источник
I	–	–	4.1–4.4	Trifonov et al., 1992
II, ЮВ	–	–	5.1–8.3	Trifonov et al., 1992
II	–	–	8–10	Burtman et al., 1996; Trifonov et al., 1992
III	~10–15	Trifonov et al., 1992	–	
IV	4–6 (Q_2^2 – Q_4)	Trifonov et al., 1992	7.3–11	Trifonov et al., 1992
V	5.5–8.6 (?)	Korjenkov et al., 2012; Ранцман, Пшенин, 1967	–	–
VI, ЮВ	4–6 (Q_2^2 – Q_4)	Trifonov et al., 1992	9–12	Burtman et al., 1996
VI, СЗ	8–12 (?) (Q_2^2 – Q_4)	–	10–18	Буртман и др., 1987; Burtman et al., 1996

Примечание. (Q_2^2 – Q_4) — с конца среднего плейстоцена поныне; остальные величины относятся к позднему голоцену.

Таким образом, в северном обрамлении Альпийско-Гималайского пояса, как и в самом поясе, наблюдается изменение направления оси максимального горизонтального сжатия. На Алтае оно направлено меридионально, как в Тянь-Шане, а восточнее, в Монголии и Прибайкалье, как в Тибете и Куньлуне, становится северо-восточным.

3.1.2. Новейшая структура и её развитие

Активная тектоника представляет собой современный срез неотектонической эволюции региона. Срез характеризует четвертичную или, местами, плиоцен-четвертичную стадию его развития. Обратимся к более ранним стадиям новейшего этапа, последовательно рассматривая тектонические зоны с севера на юг.

Центральный Тянь-Шань (см. рис. 17) — эпипалеозойское горное сооружение, пережившее в мезозое и раннем палеогене платформенный этап развития. В раннем палеогене территория Центрального Тянь-Шаня (ЦТШ) представляла собой пенеплен с относительными превышениями в первые сотни метров, принимаемый за предороженную поверхность выравнивания [Шульц, 1948; Чедия, 1986]. Переотложенная кора выветривания, сформированная на пенеплене к концу мезозоя, слагает континентальную красноцветную, преимущественно тонкообломочную толщу с фауной среднего–позднего эоцена и, возможно, раннего олигоцена [Дмитриева, Несмеянов, 1982]. В её нижней части обнаружены покровы базальтов с K-Ag и Ag-Ag возрастaми 54–70 млн лет [Симонов и др., 2005; Бачманов и др., 2008]. Мощность толщи обычно не превосходит первых десятков метров, но в Чуйской, Илийской, Иссыккульской и Аксайской впадинах местами достигает 300–500 м, отражая начавшееся их прогибание.

Многолетними исследованиями сформировано представление о новейшей структуре Тянь-Шаня как результате деформации мел-палеогенового пенеплена, возникшего на палеозойском основании Туранской плиты и Казахского щита [Шульц, 1948; Макаров, 1977; Чедия, 1986; Буртман, 2012]. Новейшая структура образована системой антиклинальных и синклиналиных складок основания, выраженных хребтами и межгорными впадинами, заполненными моласами. Складки разделены и осложнены крупными разломами со взбросовой или надвиговой

компонентами смещений. Структура развивалась в условиях поперечного горизонтального укорочения, начиная с олигоцена. При интенсивной линейной эрозии, сопровождавшей рост хребтов, на их вершинах и склонах сохранились останцы предороженной поверхности. Превышения осевых частей хребтов над соседними впадинами составляют 3–5 км, а максимальный размах рельефа доороженной поверхности с учётом мощности моласс во впадинах достигает 10 км.

Ступенчатость склонов хребтов, большинством исследователей интерпретируемая как отражение импульсности поднятия, лежит в основе представлений о ярусности рельефа Центрального Тянь-Шаня. Согласно этим представлениям, ускорение вертикальных движений усиливает эрозионные процессы, и на склоне поднятия формируется эрозионно-тектонический уступ (врез), опирающийся на дно впадины или долины, которая служит местным базисом эрозии и на которой происходит аккумуляция продуктов эрозионной деятельности. Следующий импульс воздымания приводит к поднятию прилежащего к уступу участка впадины, ниже которого формируется более молодой врез. Поднятый участок становится ступенью на склоне. Ступени вместе с опирающимися на них врезами на склонах разных хребтов группируются в разновозрастные региональные ярусы рельефа. Это предполагает корреляцию вреза с грубой нижней частью того или иного молассового комплекса, а ступени в основании вреза — с его более тонкой верхней частью [Макаров, 1977]. Возможность сопоставить ярус рельефа с определенным комплексом молассы позволяет судить по этим отложениям о развитии горного сооружения.

Молассовые отложения разделены на четыре комплекса [Трифонов и др., 2008]. Их выделение основано на литологии моласс и находках фауны [Дмитриева, Несмеянов, 1982], дополненных в последние годы палеомагнитными определениями. Нижний киргизский комплекс имеет двучленное строение. Его нижняя серия красноцветная, а в верхней преобладает бурая окраска. Нижняя серия представлена пролювиальными и аллювиальными мелко-, реже среднегалечными конгломератами, гравелитами и песчаниками, которые в центре крупных впадин сменяются песчано-глинистыми отложениями с гипсом. По найденной в Иссыккульской и Илийской впадинах фауне низы серии отнесены к среднему олигоцену, а верхи — к верх-

нему олигоцену — низам миоцена. Верхняя серия отличается от нижней более тонким составом и наличием прослоев карбонатов и гипса, а местами также мирабилита и галита, что указывает на равнинный ландшафт и появление осушавшихся озер. Возраст серии принимается по положению в разрезах как ниже-среднемиоценовый.

В составе тяньшаньского комплекса также выделяются две серии. По фаунистическим находкам возраст нижней серии определен как верхний (средний?) миоцен — нижний плиоцен, а верхней серии — как плиоцен. По палеомагнитным данным граница серий находится в интервале 8–5 млн лет [Bullen et al., 2001]. Вероятно, она проходит в самых низах плиоцена. Серии различаются окраской, пёстрой в низах и палео-серой в верхах разрезов, и сложены терригенными, преимущественно глинисто-алеврито-песчанистыми, породами с прослоями карбонатов, а в Нарынской впадине также гипса и редко галита. На востоке региона (Иссыккульская, Текесская и Каркаринская впадины) большую роль играют конгломераты. Их количество возрастает также в верхах разрезов Нарынской впадины и юга Чуйской. Погружение материала вверх по разрезу отмечено и в Илийской впадине.

Шарпылдакский комплекс по сумме фаунистических и палеомагнитных данных в Иссыккульской, Илийской и Чуйской впадинах относится к раннему плейстоцену (~2–0.8 млн лет назад). Комплекс сложен пролювиальными и аллювиально-пролювиальными серыми грубыми конгломератами и конгломерато-брекчиями до валунных, с прослоями гравия, песка и алеврита. Среднеплейстоцен-голоценовый комплекс, по составу близкий к шарпылдакскому, образован флювиальными накоплениями семи цикловых террас [Шульц, 1948], пойм и русел; ледниковыми, а в центре Чуйской, Илийской и Иссыккульской впадин — бассейновыми отложениями. Три серии комплекса датированы:

- средним плейстоценом;
- поздним плейстоценом;
- концом плейстоцена — голоценом.

Судя по составу отложений, первые поднятия, служившие источниками сноса, возникли в олигоцене при небольшом контрасте поднятий и впадин, вероятно, не превышавшим 1 км [Бачманов и др., 2009]. Контрастность рельефа уменьшилась во время накопления верхней серии киргизского и нижней серии тяньшаньского комплексов. Возникли озерные бассейны,

которые в условиях высокой аридности (при отсутствии эвапоритов) были оторваны от региональных базисов эрозии и могли воздыматься вместе с поднятиями, поставлявшими обломочный материал. Озерные условия местами сохранялись и во время накопления верхней серии тяньшаньского комплекса, но эвапоритов стало меньше. Вместе с тем, погружение обломочного материала, которое на юго-востоке намечалось еще в эпоху отложения нижней серии этого комплекса, а позднее охватило и северо-запад региона, указывает на возрастание превышения эродируемых поднятий над днищами впадин. Резкое погружение обломочного материала произошло в раннем плейстоцене и свидетельствует о существенном возрастании контраста между впадинами и поднятиями, т.е. собственно о горном рельефе.

Об изменении темпа вертикальных движений во впадинах можно судить по средним скоростям бассейнового накопления различных серий новейшей молассы [Трифонов и др., 2008] (рис. 19 и 20). Выполненные расчеты показывают, что в палеоцен-эоценовую платформенную стадию средняя скорость аккумуляции обычно не превышала тысячных долей миллиметра в год и лишь в нескольких участках будущих впадин приближалась к 0.02 мм/год. В эпоху формирования нижней серии киргизского комплекса скорость возросла до сотых долей миллиметра в год и во время накопления его верхней серии не стала больше. Аккумуляция тяньшаньского комплекса происходила с ускорением до 0.1–0.6 мм/год. В шарпылдакское время бассейновый режим осадконакопления стал сменяться террасовым, что свидетельствует об усилении линейной эрозии, вызванной ускорением поднятия. В плейстоцене это привело к образованию террас, вложенных в более древние отложения. Из-за смены режимов средние скорости седиментации шарпылдака в большинстве впадин оказались соизмеримыми или меньшими, чем скорости более раннего осадконакопления. В тех участках Чуйской впадины, где продолжалась бассейновая аккумуляция, её скорость возросла вдвое. Подобная оценка для плейстоцена получена в Чуйской впадине, где за это время накопилось до 500 м осадков, что дает скорость аккумуляции, близкую к скорости шарпылдакского времени [Абдрахматов, 1988]. Таким образом, данные анализа новейших отложений указывают на значительное возрастание интенсивности восходящих движений в четвертичное время.

Комплекс	Ярус	Серия	Продолжительность, млн лет	Рубежи, млн лет	Впадины								
					Чуйская, юг	Кочкорская	Иссыккульская	Текеская	Каркаринская	Илийская	Нарынская	Атбашинская	Аксайская
sh	$N_2^3-Q_E$	sh	1.2	0.8	1000–1300	200	500	250	350	> 20	300	> 300	300
					$\frac{0.8-1.08}{0.25}$	$\frac{0.167}{0.28}$	$\frac{0.417}{0.28}$	$\frac{0.208}{0.28}$	$\frac{0.28}{0.25}$	$\frac{0.017}{0.25}$	$\frac{0.25}{0.25}$	$\frac{0.25}{0.25}$	
Тяньшаньский	$N_2^2-N_2^3$	ts_2	3	2	1250–1700	200–850	1450	650	600	380–880	1200	650	1000
					$\frac{0.4-0.57}{0.283}$	$\frac{0.067-0.283}{0.483}$	$\frac{0.217}{0.2}$	$\frac{0.2}{0.2}$	$\frac{0.127-0.293}{0.293}$	$\frac{0.4}{0.4}$	$\frac{0.217}{0.217}$	$\frac{0.333}{0.333}$	
					950	150–1000	1380	1400	230–800	125–760	2000	2500	1200
Киргизский	$(N_1^2?-N_1^3-N_1^4)$	ts_1	7	5	$\frac{0.136}{0.143}$	$\frac{0.0214-0.143}{0.197}$	$\frac{0.197}{0.2}$	$\frac{0.033-0.144}{0.2}$	$\frac{0.144}{0.144}$	$\frac{0.109}{0.109}$	$\frac{0.286}{0.286}$	$\frac{0.357}{0.357}$	$\frac{0.171}{0.171}$
					150–600	450–1700	800	170–500	150–700	160–670	450–1000	450	
					$\frac{0.015-0.06}{0.17}$	$\frac{0.045-0.17}{0.17}$	$\frac{0.08}{0.08}$	$\frac{0.017-0.05}{0.05}$	$\frac{0.015-0.07}{0.07}$	$\frac{0.016-0.067}{0.067}$	$\frac{0.045-0.1}{0.1}$	$\frac{0.045}{0.045}$	
Палеоцен	$E_{1-2}(-E_3^2?)$	E	36	66	150–600	200–250	500–600	Нет данных	200	390	500	600	100–450
					$\frac{0.019-0.075}{0.075}$	$\frac{0.025-0.031}{0.031}$	$\frac{0.063-0.075}{0.075}$	Нет данных	$\frac{0.025}{0.025}$	$\frac{0.049}{0.049}$	$\frac{0.063}{0.063}$	$\frac{0.075}{0.075}$	$\frac{0.012-0.056}{0.056}$
					7	100–550	100–550	Нет данных	Нет данных	320	100	80	10–350
					$\frac{0.0002}{0.0002}$	$\frac{0.0028-0.0153}{0.0153}$	$\frac{0.0028-0.0153}{0.0153}$	Нет данных	Нет данных	$\frac{0.0089}{0.0089}$	$\frac{0.0022}{0.0022}$	$\frac{0.0022}{0.0022}$	$\frac{0.0003-0.0098}{0.0098}$

Рис. 19. Мощности (в числителе, м) и скорости (в знаменателе, мм/год) накопления палеоген-нижнечетвертичных молассовых комплексов Центрального Тянь-Шаня [Трифонов и др., 2008]

E_{1-2} — палеоцен и эоцен; E_3^1 — нижний олигоцен; E_3^{2-3} — средний и верхний олигоцен; N_1^1 — нижний миоцен; N_1^2 — средний миоцен; N_1^3 — верхний миоцен; N_1^4 — нижний плиоцен; N_2^2 — верхний плиоцен; N_2^3 — гелазий; Q_E — капабий

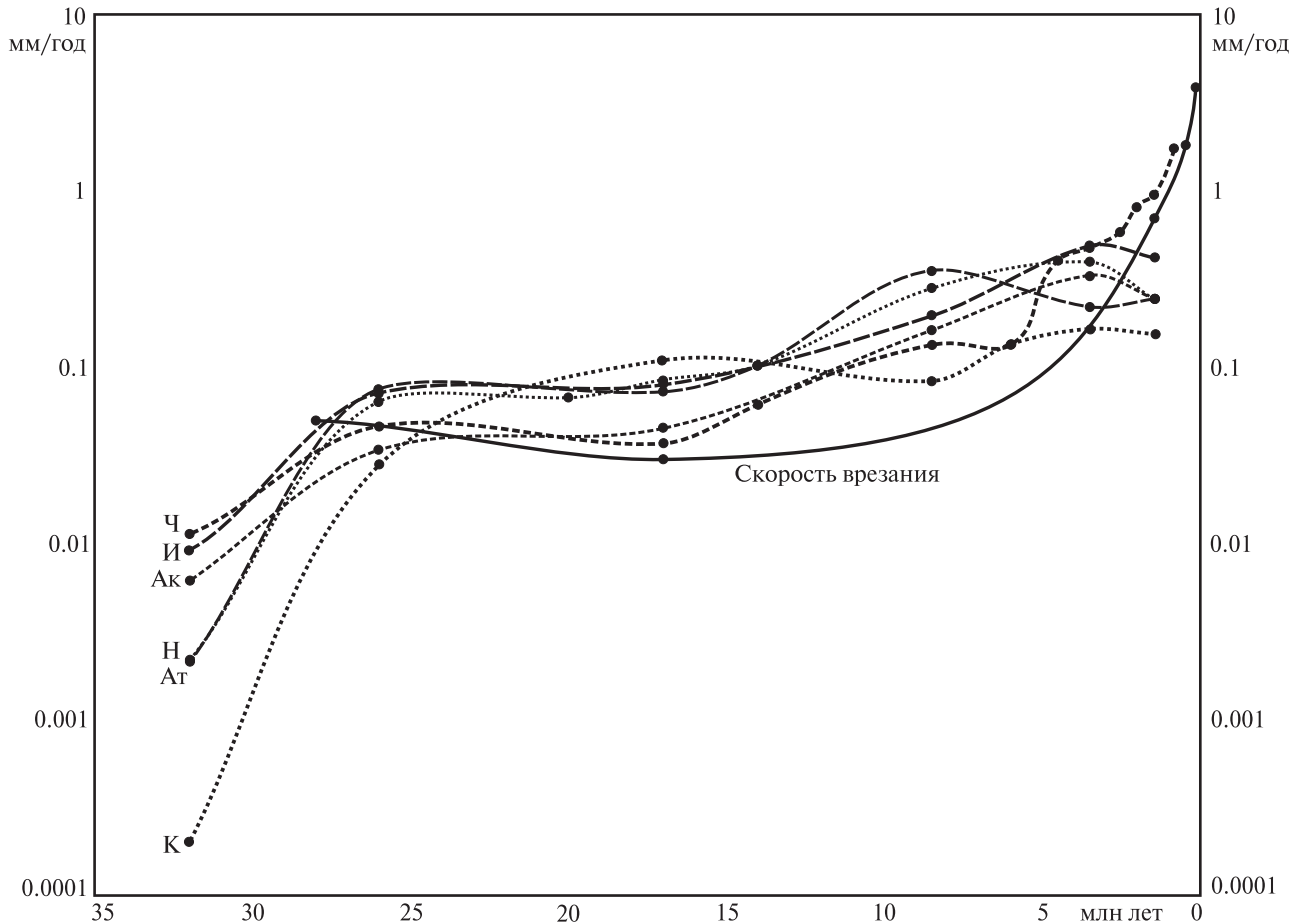


Рис. 20. Графики изменения скоростей бассейновой аккумуляции в новейших впадинах и скоростей врезания в горных хребтах Центрального Тянь-Шаня в течение неотектонического этапа [Трифонов и др., 2008]

Буквенные обозначения. Впадины: Ак — Аксайская, Ат — Атбашинская, И — Иссыккульская, К — Кочкорская, Н — Нарынская, Ч — Чуйская.

Замедление скорости осадконакопления в Кочкорской и Нарынской впадинах в раннем плейстоцене (эоплейстоцене) связано с переходом бассейнового режима осадконакопления в террасовый

О возрастании скорости поднятий свидетельствуют и данные анализа ярусности рельефа [Шульц, 1948; Трофимов, 1973; Макаров, 1977; Крестников и др., 1979; Чедия, 1986]. Верхний ярус, образованный одной или двумя ступенями, врезанными в доорогенную поверхность, коррелируется с киргизским комплексом ($E_3-N_1^2$), средний, образованный двумя ступенями, — с тяньшанским и шарпылдакским комплексами ($N_1^2-Q_1$) и нижний — со среднеплейстоценово-голоценовыми бассейновыми отложениями Чуйской и Илийской впадин.

По данным В.И. Макарова [1977], амплитуды олигоценых врезов в хребтах Центрального Тянь-Шаня не превышали 200–400 м. О.К. Чедия [1986] определил размах рельефа (глубины врезов) верхнего яруса рельефа величинами до 700 м, среднего яруса — до 1500 м (из них больше по-

ловины приходится на нижние врезы, отвечающие шарпылдакскому времени) и нижнего — до 1500 м. В.Н. Крестников и его соавторы [1979] оценили шарпылдакские врезы величинами ~1000 м, а средне-позднечетвертичные — более 1000 м на севере и до 1500 м на юго-востоке.

С учетом продолжительности отложения коррелятивных молассовых комплексов (см. рис. 19) рассчитаны средние скорости врезания для разных ярусов и подъярусов рельефа антиклиналей-хребтов Центрального Тянь-Шаня, отражающие скорости их воздымания. Скорости врезания составили 0.03–0.05 мм/год за время формирования киргизской свиты и ее аналогов ($E_3-N_1^1$), ~0.04 мм/год — за время отложения всего киргизского комплекса ($E_3-N_1^2$), ~0.07 мм/год — за время отложения тяньшаньского комплекса ($N_1^2-N_2^3$), 0.6–0.7 мм/год — за шарпылдакское

время и самое начало среднего плейстоцена ($Q_1-Q_2^1$) и 1.6–2.5 мм/год — за последующее четвертичное время.

Таким образом, в плейстоцене произошло ~10-кратное возрастание скорости врезания (см. рис. 20). Межгорные впадины, развивавшиеся долгое время в режиме относительного прогибания и бассейнового осадконакопления, с начала шарпылдакского времени также стали вовлекаться в поднятие. В начале среднего плейстоцена режим линейного врезания охватил межгорные впадины, и в них сформировался нижний ярус рельефа. Средние скорости врезания во впадинах в 1.5–2 раза меньше, чем в соседних хребтах. В центральных частях Чуйской, Илийской и Иссыккульской впадин в плейстоцене сохранялись области прогибания и бассейнового осадконакопления, площади которых сокращались, уступая место формированию террас.

Итак, с начала плейстоцена Центральный Тянь-Шань испытал интенсивное поднятие, наибольшее на юге и юго-востоке. Активизация горообразования выражена резким погрубением молассы и возрастанием скоростей врезания. Поднятие не было сводовым, поскольку межгорные впадины уступали соседним хребтам в интенсивности воздымания. Усиление горообразования в плейстоцене проявилось также в том, что древние молассовые серии обычно перекрывают друг друга согласно, и «трансгрессивное» залегание отмечается лишь в краевых частях впадин, а в основании шарпылдака угловое несогласие в первые градусы (местами $> 10^\circ$) встречается почти повсеместно.

В ту же эпоху происходит расширение поднятий за счет впадин. На юге Чуйской впадины и на краях Иссыккульской, Сусамырской и Атбашинской впадин оно выразилось образованием высоких (до нескольких километров) предгорий, ранее покрытых молассой. Внутри горного сооружения прежде единые впадины стали разобщаться перемычками, которые на юге появились раньше, чем на севере. Такие перемычки возникли в плиоцене между Туюнской и Аксайской, и позднее между Нарынской и Атбашинской, Джумгольской и Кызыллойской впадинами.

Хребты и межгорные впадины Центрального Тянь-Шаня развивались с олигоцена в условиях горизонтального сжатия, которое вызывалось направленным на северо-запад давлением Таримской микроплиты, обусловленным, в свою очередь, движениями более южных частей орогенического пояса [Иванова, Трифонов,

2005; Трифонов и др., 2008]. Возможность связи ускорения горообразования в плейстоцене с горизонтальными движениями можно проверить, сравнивая средние скорости укорочения ЦТШ за весь новейший этап и за поздний плейстоцен — голоцен.

Проводившиеся с 1992 г. измерения современных горизонтальных перемещений с помощью GPS показали, что суммарные скорости укорочения Центрального Тянь-Шаня достигают 12–13 мм/год, причем векторы перемещений на востоке отклоняются от нормали к простиранию хребтов, указывая на присутствие левосдвиговой компоненты движений [Зубович и др., 2001]. Позднее эти данные были пересчитаны с учётом пододвигания Тарима под горное сооружение со скоростью 4–7 мм/год, что позволило оценить общую скорость его укорочения в 20 ± 2 мм/год [Zubovich et al., 2010]. Скорости современных вертикальных перемещений местами достигают 10 мм/год [Никонов, 1977]. Скорость позднечетвертичного укорочения, получаемая суммированием смещений по активным разломам, близка к 10 мм/год [Абдрахматов и др., 2001].

Методика расчета суммарной неотектонической деформации поперечного укорочения основана на профильных измерениях складчатых изгибов и смещений по разломам предорогенной поверхности выравнивания и молассовых комплексов. По данным С.Л. Юнги и Ф.Л. Яковлева [2000], выполнивших такой расчет, величины суммарного укорочения изменяются от 9–12% на долготах Нарынской впадины и г. Бишкека до 5–6% на долготе Хан-Тенгри, т.е. от 40 до 20 км. Приведенные результаты основаны на традиционной модели новейшей структуры, по которой горное сооружение является сочетанием антиклиналей–хребтов и синклиналей–впадин, лишь осложненных взбросами и надвигами.

В последние годы появилась модель, связывающая складчатые изгибы с движениями по крупным надвигам, выполаживающимся на глубине [Абдрахматов и др., 2001]. Новая модель допускает суммарное укорочение на 35–80 км, т.е. на 10–20% ширины Центрального Тянь-Шаня. Справедливость моделей может быть проверена тремя способами [Трифонов и др., 2008].

— *Структурный способ.* По новой модели зоны надвигов должны прослеживаться на всю длину горного сооружения независимо от изменений складчатых форм. По традиционной модели, надвиги не выходят за пределы осложняемых ими складок.

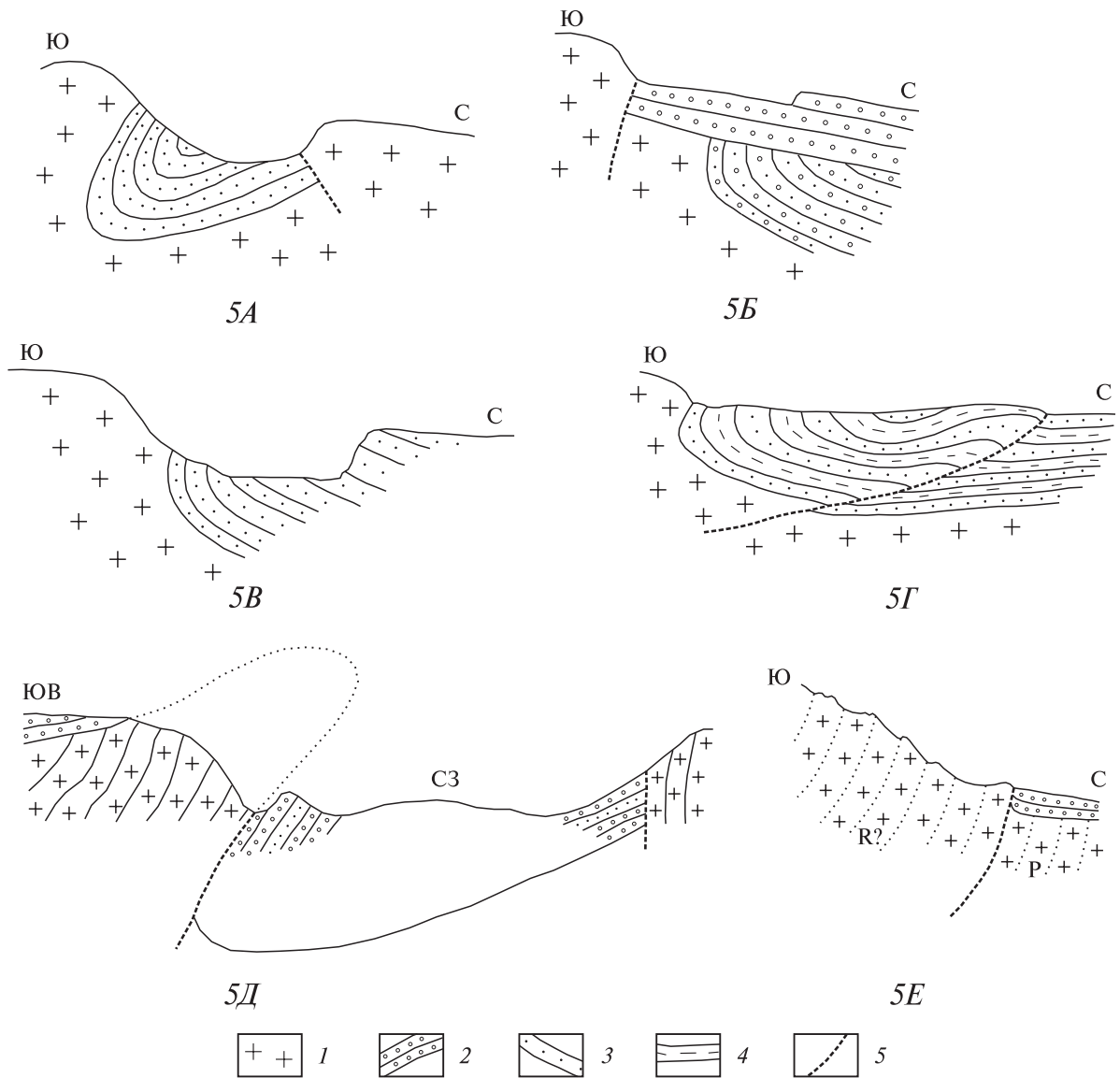


Рис. 21. Геологические профили через границы впадин и поднятий [Трифонов и др., 2008]

A–B — северный фланг Тянь-Шаня: *A* — Чонкурчук, по [Миколайчук, 2000] с изменениями, *B* — сай Джаламыш, *B* — р. Аксу; *Г* — южный борт Кочкорской впадины вдоль р. Джоанарык; *Д* — южный борт Тогуз-Тороуской впадины, по [Шульц, 1948] с изменениями; *Е* — южный борт Атбашинской впадины вдоль руч. Сарыбулак. Горизонтальный и вертикальный масштабы одинаковы. Расположение профилей *5A–5E* см. на рис. 17.

1 — палеозойское основание; *2–4* — кайнозойские отложения: *2* — грубообломочные, *3* — песчаники, *4* — тонкообломочные; *5* — разломы

— *Геоморфологический способ.* Согласно новой модели, предорогненная поверхность вблизи надвигов эродирована, а если бы сохранилась, то занимала бы аномально высокое положение. По традиционной модели, она достигает наибольшей высоты в осевой части хребтов-антиклиналей и понижается к их принадвиговым краям.

— *Геологический способ.* Согласно новой модели, в наиболее поднятой и эродируемой принадвиговой части хребта должны экспонироваться

поднятые с глубины метаморфизованные породы. По традиционной модели, распределение пород разной степени метаморфизма определяется докембрийской историей, и вблизи надвигов могут залегать слабоизменённые породы, обнажившиеся при неглубокой эрозии.

Изучение краевых надвигов на границе поднятий и впадин показало, что на большей части территории, соответствующей мегазонам Северного и Среднего Тянь-Шаня, новейшие над-

виги и взбросы обычно не выходят за пределы ограниченных ими хребтов и весьма изменчивы по простиранию. Наблюдались случаи, как на северном фланге Тянь-Шаня (рис. 21, *A–B*), так и внутри горного сооружения (см. рис. 21, *Г*), когда надвиги переходят по простиранию в опрокинутые складки основания или осложнены такими складками нижних горизонтов чехла, причем молассовый покров присутствует в обоих крыльях (см. рис. 21, *Д*). Во всех этих случаях амплитуда надвигания или надвиговой деформации невелика. Предорогенная поверхность на хребтах очерчивает антиклинальный изгиб, а в принадвиговых краевых частях хребтов нередко вскрыты девонско-пермские породы, не испытавшие существенного метаморфизма. Все это согласуется с традиционной моделью.

Иные соотношения наблюдались в зоне Атбашинского новейшего разлома на границе одноименных впадины и хребта, относящегося к Южному Тянь-Шаню. В западной части зона разлома представлена двумя главными ветвями. По геофизическим данным, северная ветвь ограничивает с юга часть Атбашинской впадины, где фундамент погружен на 3–4 км. В южном крыле разлома вскрыты пермские терригенные породы, разбитые трещинами кливажа, наклонёнными на юг под углом 70°. Южная ветвь разлома наклонена на юг под углами 60–70° и образует уступ, отделяющий террасу от высокоподнятого склона хребта, сложенного метатерригенными кварц-серицитовыми, южнее — кварц-слюдяными сланцами, относимыми к рифею (см. рис. 21, *Е*). Сланцеватость падает на юг, причем вблизи разлома она наклонена под углом 70°, а южнее, оставаясь крутой вверху склона, возле днища ручья выполаживается до 40° [Трифонов и др., 2008]. Исследования трековым методом по апатиту показали, что сланцы оказались близ поверхности лишь ~20 млн лет назад [Sobel et al., 2000]. Приразломный склон хребта сильно эродирован и не содержит реликтов доорогенной поверхности.

Приведенные данные более соответствуют новой, нежели традиционной, модели и позволяют допустить, что Атбашинский разлом выполаживается на глубине. Поскольку в его южном крыле на поверхность выведены породы, которые, судя по степени метаморфизма, могли находиться прежде на глубине до 5 км, а севернее зоны разлома фундамент погружен на 3–4 км, амплитуду надвига можно оценить в 8–10 км. При его листрической форме возрастание поднятия южного крыла в сторону Хан-

Тенгри указывает на увеличение амплитуды и, соответственно, величины укорочения.

Крупные новейшие южновергентные надвиги выявлены в Китае вдоль южного фланга Тянь-Шаня [Макаров и др., 2010]. На долготах Иссык-Куля и Хан-Тенгри суммарная амплитуда смещения по этим листрическим надвигам определена в 12–15 км [Yin et al., 1998]. Восточнее, на долготе оз. Лобнор, общее укорочение Южного Тянь-Шаня оценено в 20–40 км. С учетом надвигания в Южном Тянь-Шане суммарное новейшее поперечное укорочение Центрального Тянь-Шаня оценивается в 50–70 км, что при длительности новейшего этапа в 30 млн лет дает среднюю скорость укорочения ~2 мм/год. Полученная оценка не учитывает перемещений по сдвигам. С их учетом средняя скорость горизонтального новейшего укорочения может быть увеличена до 2.5–3 мм/год, что уступает скоростям позднеплейстоцен-голоценового укорочения в 3–4 раза [Трифонов и др., 2008]. Таким образом, возрастание скоростей горизонтальных движений к концу четвертичного периода меньше увеличения скорости роста гор.

Исходя из приведенных данных, можно оценить роль сжатия коры в новейшем поднятии Центрального Тянь-Шаня. До начала новейшего этапа палеорельеф находился на высотах ~300 м. С олигоцена до конца плиоцена (начала формирования шарпылдакского комплекса) средняя высота поднятий не превышала 1.5 км, а разница высот поднятий и поверхности впадин — 1 км. Исходя из этих цифр и площади поднятий и впадин, принимаем среднюю высоту горного сооружения к концу плиоцена в ~1 км. В настоящее время средняя высота составляет ~3 км. Таким образом, с олигоцена до конца плиоцена, за ~28 млн лет, Центральный Тянь-Шань поднялся в среднем на ~700 м, а за последние 2 млн лет — на ~2 км. На юго-востоке и востоке области четвертичное поднятие — не менее 3 км.

Е.В. Артюшков [Трифонов и др., 2008] подсчитал величину поднятия, вызванного поперечным укорочением. Обозначим начальные и конечные значения ширины сжатой области и мощности коры в ней соответственно через L_0 , L_1 и h_0 , h_1 . Тогда увеличение толщины коры $\Delta h_{\text{сж}}$ за счет сжатия и ее изостатическое поднятие $\Delta \zeta_{\text{сж}}$ в условиях локальной изостаии составляют:

$$\Delta h_{\text{сж}} = h_1 - h_0 = [(L_0 - L_1)/L_1] h_0 \quad (1)$$

$$\Delta \zeta_{\text{сж}} = [(\rho_{\text{м}} - \rho_{\text{к}})/\rho_{\text{м}}] \Delta h_{\text{сж}}, \quad (2)$$

где $\rho_m = 3330 \text{ кг/м}^3$ — плотность мантии; ρ_k — средняя плотность коры.

В настоящее время средняя ширина Центрального Тянь-Шаня равна $L_1 \approx 400 \text{ км}$. Его укорочение с олигоцена достигло $L_0 - L_1 \approx 50\text{--}70 \text{ км}$, так что начальная ширина области была $L_0 \approx 450\text{--}470 \text{ км}$. Средняя скорость позднечетвертичного укорочения составляла $\sim 10 \text{ мм/год}$. Принимая данное значение для последних $\sim 2 \text{ млн лет}$, получаем укорочение горного сооружения за это время $L'_1 - L_1 \approx 20 \text{ км}$ и ширину области $\sim 2 \text{ млн лет}$ назад $L'_1 \approx 420 \text{ км}$.

С юры по эоцен Центральный Тянь-Шань вместе с прилегающим с севера Казахстаном представлял собой молодую платформенную область, и толщина коры к концу эоцена (h_0) была близка к 42 км , как сейчас на юге Казахстана. Средняя плотность коры на платформах $\rho_k = 2830 \text{ кг/м}^3$ [Артюшков, 1993]. При этих значениях ρ_k и h_0 из соотношений (1) и (2) получаем, что 2 млн лет назад, когда L_1 составляла 420 км , $\Delta h_{\text{сж}_1} = 4.7\text{--}6.5 \text{ км}$ и $\Delta \zeta_{\text{сж}_1} = 0.7\text{--}1.0 \text{ км}$. Последняя величина близка к приведенной выше оценке поднятия на $\sim 0.7 \text{ км}$ к рубежу $\sim 2 \text{ млн лет}$ назад. Поэтому можно признать, что поднятие с олигоцена по поздний плиоцен было в основном обусловлено укорочением коры.

К началу ускоренного поднятия $\sim 2 \text{ млн лет}$ назад утолщение коры на $4.7\text{--}6.5 \text{ км}$ должно было увеличить ее мощность до $h'_0 = 46.7\text{--}48.5 \text{ км}$. Подставляя это значение в качестве h_0 в (1) и полагая $L_0 = L'_1 = 420 \text{ км}$, из (1) и (2) получаем следующие величины утолщения коры и поднятия её поверхности в последние $\sim 2 \text{ млн лет}$: $\Delta h_{\text{сж}_2} = 2.2\text{--}2.3 \text{ км}$ и $\Delta \zeta_{\text{сж}_2} = 330\text{--}350 \text{ м}$. Последняя величина в 6 раз меньше поднятия на $\sim 2 \text{ км}$ за последние $\sim 2 \text{ млн лет}$. Даже если принять в качестве средней скорости укорочения за последние $\sim 2 \text{ млн лет}$ значение современной скорости $\sim 20 \text{ мм/год}$, определяемое по данным GPS, то поднятие за счет сжатия коры составит всего $\sim 650 \text{ м}$. Это не более трети действительного поднятия, для объяснения остальной его части необходимо найти иные механизмы. Общее поднятие Центрального Тянь-Шаня за счет сжатия, поперечного укорочения и утолщения коры с начала олигоцена до настоящего времени

$$\Delta \zeta_{\text{сж}} = \Delta \zeta_{\text{сж}_1} + \Delta \zeta_{\text{сж}_2} \approx 1\text{--}1.3 \text{ км}.$$

Для отыскания механизмов ускорения поднятия во вторую, четвертичную, стадию горообразования были проанализированы геофизические материалы о глубинном строении Центрального

Тянь-Шаня. Сейсмические и гравиметрические данные выявили разуплотнение верхов мантии под горным сооружением на $\sim 0.1 \text{ г/см}^3$ [Artemjev, Kaban, 1994; Vinnik et al., 2004; Винник и др., 2006; Современная геодинамика..., 2005]. Согласно расчётам Е.В. Артюшкова [Трифонов и др., 2008], это могло обеспечить его дополнительный подъём на $1.1\text{--}1.5 \text{ км}$. Причиной разуплотнения могло быть частичное замещение дезинтегрированной и отслоенной новейшими деформациями литосферной мантии более горячим и лёгким астеносферным веществом или его подвижными компонентами [Артюшков, 1993].

Обнаруживается возможность воздействия и ещё одного механизма. По сейсмическим данным, современная мощность коры Центрального Тянь-Шаня варьирует от $40\text{--}52 \text{ км}$ под крупнейшими межгорными и предгорными впадинами до $52\text{--}64 \text{ км}$ под горными хребтами [Винник и др., 2006]. Это больше расчётной мощности коры, утолщённой новейшими деформациями (в среднем около 50 км), и приводит к предположению о её наращивании за счёт пород, прежде имевших мантийные плотности. Ими могли быть основные породы корового происхождения, метаморфизованные до гранулитовой фазы в предшествовавшие эпохи деформаций, а во вторую стадию новейшего горообразования испытавшие ретроградный метаморфизм под воздействием охлаждённых астеносферных флюидов [Трифонов и др., 2008]. Дополнительное поднятие в результате такого разуплотнения могло достигать 0.5 км .

Памиро-Каракорумский регион развивался в мезозое и кайнозое более сложным путём. Его сложившаяся к настоящему времени тектоническая зональность, отражающая коровую структуру, возникла в результате многократных деформаций в течение поэтапного закрытия Тетиса. Современный структурный план окончательно оформился уже после закрытия Тетиса, в новейший этап. Он разделяется на раннюю стадию (поздний эоцен — миоцен), когда прогрев и тектоническое расслоение коры были важнейшими факторами тектогенеза, и позднюю стадию, когда их роль уменьшилась и происходили интенсивные вертикальные движения.

На Памире тектонические зоны образуют закономерный ряд, связанный с развитием раннего Мезотетиса [Иванова, Трифонов, 2005]. Герциниды Северного Памира, где основные структурообразующие процессы завершились к концу палеозоя, в триасе выступали в роли вулканической дуги на активном северном фланге бассейна с корой океанского типа (рис. 22).

Дуга выражена триасовыми субдукционными гранитами и вулканитами известково-щелочного состава. Невулканической частью дуги, вероятно, служили континентальные блоки Центрального Памира, причленившиеся к герцинидам в перми после закрытия Палеотетиса и гетерогенные по истории развития и строению коры. В Музкольской зоне Центрального Памира кора имеет мощность 60–65 км, причём её нижняя часть (около 35 км) сейсмически однородна [Памир–Гималаи, 1982]. Сам бассейн обозначен Пшартской сутурой, верхнепермско-триасовый разрез которой сложен глинистыми и кремнистыми сланцами, базальтами и андезитобазальтовыми лавами и туфами, причём в верхнетриасовой части разреза вулканические образования преобладают [Пашков, Буданов, 2003]. Севернее сохранились пермо-триасовые известняково-терригенные отложения с меньшим содержанием вулканогенных пород, представляющие собой северную периферию бассейна. Его южную периферию представляет аллохтон Юго-Восточного Памира, где относительно глубоководные флишоидные фации пассивного склона бассейна сменяются к югу фациями карбонатной платформы [Руженцев, 1968, 1990]. И те, и другие продолжаются на юго-запад, в Нуристан.

Далее к югу выделяются тектонические зоны позднего Мезотетиса и Неотетиса:

— Северный Каракорум [Gaetani, 1997] с кембро-протерозойским континентальным основанием, полициклическим ордовик-юрским чехлом, в котором карбонаты преобладают над терригенными отложениями, и следами средне-меловой орогении, проявления которой обнаружены и в более северных зонах Юго-Западного Памира — Нуристана и Пшарта;

— южная часть Каракорума и Восточного Гиндукуша с интенсивным проявлением регионального метаморфизма, вмещающая на севере осевой батолит и ограниченная с юга Главным Каракорумским надвигом, в зоне которого на юго-востоке выделяется сутура Шиок, возможно, представляющая собой реликт задугового бассейна позднего Мезотетиса [Searle, 1991; Upadhyay et al., 1999];

— Кохистан и Ладакх — включающая крупные гранитные батолиты вулканическая дуга Неотетиса, основание которой (ультрамафиты и гранатовые гранулиты, выше — амфиболиты и габбро-нориты) вскрыто на юге зоны, где она ограничена Главным мантийным надвигом [Хаин, 2001].

Описанная зональность Памира и Каракорума свидетельствует о том, что с конца мезозоя относительное положение зон принципиально не изменилось. При их сопоставлении с афганскими зонами наиболее определённо выделяются, с одной стороны, аналоги наследующей герциниды вулканической дуги раннего Мезотетиса в Гиндукуше и Банди-Туркестане и, с другой стороны, офиолитовая зона Кветты — сутура Неотетиса, сопоставляемая с офиолитами зоны Инда-Цангпо в Трансгималаях, которая продолжает Ладакх на юго-восток [Gansser, 1966].

В Центральном Афганистане от зоны Гератского (Главного Герирудского) разлома на юго-запад отходит зона офиолитов Хашруд [Геология и полезные ископаемые..., 1980]. Вероятно, хашрудские офиолиты являются реликтом продолжения Пшартского бассейна, развитие которого здесь, в отличие от Памира, продолжалось в юрское и раннемеловое время. В Афганистане обнаружены аналоги и других памиро-каракорумских зон. В частности, отмечено сходство осадочного чехла Северного Каракорума с Гильменд-Аргандабским континентальным массивом [Gaetani, 1997].

Таким образом, при отсутствии полного тождества мезозойская зональность Памира и Афганистана сходна. Однако большинство зон, которые можно рассматривать как аналоги, тектонически разобщены мощными зонами разломов на западном фланге Памира и Бадахшана. Между Каракорумом и Гильменд-Аргандабским массивом находится Кабульский блок, который многими чертами разреза сходен с Музкольской зоной Центрального Памира [Геология и полезные ископаемые..., 1980; Пашков, Буданов, 2003].

«Инородным включением» в памиро-каракорумскую тектоническую зональность является архейский метаморфический массив Юго-Западного Памира — Бадахшана. Контакты массива с соседними зонами либо тектонические, либо залечены олигоцен-миоценовыми гранитными батолитами. Ещё в докембрии произошло сдваивание архейского разреза массива, вызванное надвиганием шахдаринской серии на горанскую с обособлением на их контакте пластин пород хорогской свиты, сформировавшихся в нижнекоровых условиях, близких к границе Мохоровичича [Буданова, Буданов, 1983; Руженцев, 1990]. На востоке массива, вблизи его границы с Юго-Восточным Памиром, вскрывается докембрийско-палеозойская метаморфическая аличурская серия.

Соотношения массива с соседними зонами приводят к выводу, что он занял современное положение лишь в олигоцене–миоцене. При его сближении с Юго-Восточным Памиром триасово-юрские фациальные зоны последнего, первоначально параллельные Пшартской сuture, были изогнуты и сформировали дугу с западным краем, параллельным границе массива. В изгиб была вовлечена и Пшартская сutura. Судя по величине изгиба, амплитуда смещения Юго-Западного Памира к северо-востоку превысила 150 км. При этом осадочные толщи Юго-Восточного Памира образовали тектонические покровы, на которые позднее, в плиоцен-четвертичное время, наложился сдвиговые перемещения [Руженцев, 1968]. По геофизическим данным, вскрытый на Юго-Западном Памире гранито-гнейсовый комплекс имеет мощность 25 км при общей мощности коры около 60 км [Земная кора..., 1981]. Повидимому, часть перемещённого комплекса перекрыла кристаллическое основание Юго-Восточного Памира мощностью до 35 км.

Докембрийский обломочный материал с Юго-Западного Памира отсутствует в меловых и нижнекайнозойских разрезах соседних зон и впервые появляется вблизи массива в олигоценовых отложениях [Швольман, 1977]. Следовательно, докембрийский комплекс первоначально покрывался осадочным чехлом, реликты которого представлены пермо-триасовыми отложениями центрально-памирского типа в зоне разлома Зебак на южном фланге массива [Геология и полезные ископаемые..., 1980]. Вероятно, массив

Юго-Западного Памира — Бадахшана, как и Кабульский блок, были первоначально частями зоны Центрального Памира. С массивом может быть связан аллохтон Ванч-Музкольского сегмента зоны Центрального Памира, покровная структура которого является новейшим образованием, поскольку в ней участвует верхний мел и палеоген [Руженцев, 1990]. Возможно, покровы образованы сорванным чехлом Юго-Западного Памира — Бадахшана [Иванова, Трифонов, 2005]. Срыву способствовали прогрев и расслоение массива, отразившиеся в интенсивном кайнозойском гранитообразовании.

К юго-востоку от Памиро-Пенджабского синтаксиса, на южном фланге Альпийско-Гималайского пояса, расположено горное сооружение Гималаев. Оно представляет собой выход фундамента Индийской платформы, местами перекрытый гондванским платформенным чехлом. Гималаи имеют покровное строение, причём возраст новейших надвигов омолаживается к югу. Суммарная амплитуда надвигания исчисляется сотнями километров. На северных склонах Гималаев отмечен переход к более глубоководным фациям осадочного чехла, и далее к северу находится сutura Инда-Цангпо — реликт закрывшегося океана Неотетис. Севернее, в Тибете, выделяются аналоги тектонических зон Памиро-Каракорумского региона, а горы Куньлуня являются продолжением герцинид Северного Памира [Буртман, Самыгин, 2001]. Далее к северу расположена Таримская впадина, которая в значительной своей части имеет докембрийский фундамент.

←

Рис. 22. Карта тектонической зональности, гранитного магматизма и эпицентров сильных ($M_s \geq 5.7$) землетрясений Памиро-Каракорумского региона [Иванова, Трифонов, 2005]

1 — тектонические покровы и надвиги; 2 — сдвиги; 3 — прочие крупные разломы; 4 — границы впадин; 5 — гранитные батолиты, продолжавшие развиваться в миоцене; 6 — эпицентры землетрясений с очагами на глубинах $h \leq 70$ км (а), $70 > h > 150$ км (б) и $h \geq 150$ км (в); 7–9 — магнитуды землетрясений: 7 — $M_s = 5.7-6.5$; 8 — $M_s = 6.6-7.4$; 9 — $M_s = 7.5-8.3$.

Буквенные обозначения. Тектонические зоны: АТ — Афгано-Таджикская депрессия, в которой обособлен Кулябский прогиб (Кп), Т — Таримская впадина, СП — зона Северного Памира и ее продолжения (Ск — Северо-Западный Куньлунь, Ги — Западный Гиндукуш и Бт — Банди-Туркестан); зоны центрально-памирского типа: М — Музкольская, В — Ванчская, ЮЗ — Юго-Западный Памир — Бадахшан, Ал — Аличурский блок, Ру — Рушанская зона, Кб — Кабульский блок, Цт — продолжение зон центрально-памирского типа в Тибете, Ц — фрагменты центрально-памирского типа в зоне Гератского разлома в Афганистане; П — Пшартская сutura и ее продолжения (выделены серым цветом): Дб — Дункельдинский блок, Гш — предполагаемое продолжение в Тибете, восточнее переходящее в сутуру Ганмацо-Шуанху, Вф — Ватасайфский фрагмент, Ар — офиолиты Альтимур, Х — зона Хашруд; ЮВ — зона Юго-Восточного Памира — Нуристана и ее продолжения в Тибете и Афганистане; КК — зона Северного Каракорума и ее продолжение в Тибете; ГА — Гильменд-Аргандабский массив; КГ — зона Южного Каракорума и Восточного Гиндукуша; Ш — сutura Шиок и Б — сutura Бангун; К — Кохистан, Л — Ладакх; ХГ — Хазарский массив Гималаев.

Цифры на карте: 1–5 — батолиты: 1 — Багаракский, 2 — Каракорумский, 3 — Кохистанский, 4 — Лагманский, 5 — Шугнанский; 6–17 — разломы: 6 — Аличурский (надвиг), 7 — Андарабский (сдвиг), 8 — зона Гератского (Главного Герирудского) разлома, 9 — Главный Каракорумский (надвиг), 10 — Главный мантийный (надвиг), 11 — Гунтский, 12 — Дарвазский (взбросо-сдвиг), 13 — Зебак, 14 — Кунар-Ташкупрукская зона, 15 — Памиро-Каракорумский (сдвиг), 16 — Центрально-Памирский, 17 — Чаманский (сдвиг)

К западу от Памирского синтаксиса находится Афгано-Таджикская депрессия, заполненная позднекайнозойскими молассами. Она представляет собой осадочный бассейн на консолидированном к концу палеозоя гетерогенном фундаменте, в основе которого, возможно, также находится древний кристаллический массив. Депрессия сложена мощной (до 18 км) серией мелководных и континентальных, а со второй половины олигоцена — только континентальных отложений. Меловые и кайнозойские толщи, сходные с отложениями депрессии, протягиваются вдоль северного фланга Памира, образуя его Внешнюю зону. На северо-востоке зона Северного Памира надвинута на молассы Таримской впадины, с чем, возможно, связано утолщение его коры до 75–80 км [Памир–Гималаи, 1982]. Западнее Северный Памир надвинут на Внешнюю зону. Надвиганию способствовало наличие в фундаменте на глубинах 5–10 км кровли волновода со скоростями продольных волн, пониженными до 6.0–6.3 км/с. Точная амплитуда надвигания и перекрытия Памиром восточной части Афгано-Таджикской депрессии неизвестна. Во всяком случае, она не меньше 100 км.

Параллельно с надвиганием развивалась складчатая структура Афгано-Таджикской депрессии, в формировании которой важную роль сыграл срыв мел-миоценового чехла мощностью 5–6 км по мальмскому соленосному горизонту [Беккер, 1996]. Рост складок в значительной мере приходится на позднюю стадию новейшего этапа, поскольку первое региональное несогласие в молассовом комплексе депрессии относится к концу миоцена. В ходе складчатости бассейн осадконакопления дифференцировался и в его восточной части, Кулябском прогибе, мощность плиоцен-четвертичных отложений достигла 11 км при общей мощности чехла 17 км. Складкообразование и накопление новейшей молассы преобразовали кору депрессии. О строении коры в мелу и палеогене можно судить по разрезу района г. Курган-Тюбе, подвергшемуся наименьшему преобразованию. Здесь мощность коры — около 35 км, а её кристаллическая часть не толще 20 км [Земная кора..., 1981].

Формирование новейшей структуры Памирского региона происходило в условиях горизонтального сжатия. В поисках его источников наиболее очевидно коллизионное давление Пенджабского клина Индийской плиты, с которым согласуются дугообразный изгиб памирских зон (на 350–400 км для зоны Северного Памира),

сдвиговые смещения на краях синтаксиса, левые на западе и правые на востоке, достигающие 150–200 км, и проявления меридионального укорочения в субширотных надвигах и складках. Однако дугообразный изгиб более южных тектонических зон Каракорума и Кохистана–Ладакха имеет амплитуду лишь 200 км и конформен северному краю Индийской плиты. Вместе с тем, на западном и восточном флангах Памира проявлено субширотное новейшее сжатие и укорочение. На западе, где гиндукушские и североафганские структуры смыкаются с зонами Юго-Западного Памира — Бадахшана и Центрального Памира, это субмеридиональные крутые клинья, чешуи и сжатые складки со следами поперечного сплющивания пород, а в Северо-Западном Куньлуне — признаки надвигания герцинид на Таримскую впадину. Таким образом, новейшая структура Памира сформировалась в условиях разнонаправленного сжатия.

Столь сложный структурный рисунок региона мог возникнуть при изменении геодинамических условий в ходе новейшего тектогенеза. На ранних стадиях неотектонического этапа, в конце эоцена, олигоцене и миоцене имел место значительный, хотя и неравномерный прогрев земной коры, проявившийся в формировании многочисленных гранитных батолитов как вдоль разломов, так и внутри тектонических зон. Эти батолиты — Кохистанский, Ладакхский, Каракорумский, Шунганский и другие — начали формироваться ещё в меловое и палеогеновое время при коллизии Мезотетиса, но продолжали развиваться до миоцена, причём во многих батолитах на новейший этап приходятся основные фазы гранитообразования. Прогрев способствовал отслоению коровых пластин по поверхностям наибольшего градиента деформационных свойств пород и их дифференцированным латеральным перемещениям. На поздней стадии новейшего этапа, с конца миоцена, прогрев земной коры ослабел, она стала более однородной по физическим свойствам, и возможности тектонической расслоенности уменьшились.

На этом фоне реконструируются изменения направления максимального латерального сжатия [Иванова, Трифонов, 2005] (рис. 23). С конца эоцена до начала миоцена (от 40 до 20 млн лет назад) на северном и западном флангах Индийской плиты ось наибольшего сжатия была ориентирована на СЗ–ЮВ. Интенсивное поперечное укорочение проявилось в северной части зоны Кветты, где был смят эоценовый про-

гиб Катаваз и возникли тектонические покровы и надвиги в Хашрудской и других афганских офиолитовых зонах. С ними были сопряжены правосдвиговые перемещения вдоль широтной Гератской зоны, по которой сутура Хашруд смещена относительно офиолитов Альтимур на 150 км. По Андарабскому разлому выявлен правый сдвиг на 40 км.

В области наибольшего сужения орогенического пояса между западной частью Хазарского массива Гималаев и выступающим на юго-восток краем Туранской плиты при интенсивном прогреве и реологическом расслоении коры возникли условия для отжимания горных масс в стороны от этой области. Массив Юго-Западного Памира — Бадахшана, до того бывший частью зоны Центрального Памира, сместился к востоку, что привело к срыву и деформационному изгибу Пшартской сутуры и зон Юго-Восточного Памира. Осадочный чехол массива был сорван и, возможно, сформировал покровы Ванч-Музкольского сегмента Центрального Памира. Тогда же, вероятно, сместился на юг Кабульский блок.

С конца раннего до начала позднего миоцена (20–8 млн лет назад) направление движения Индийской плиты и, соответственно, наибольшего сжатия и укорочения пояса стало северо-восточным. Это проявилось надвигообразованием, гранитизацией и метаморфизмом в Гималаях и Каракоруме и вулканизмом Тибета. Вовлечённые в деформации Тибет и Цайдам могли воздействовать на Таримский массив. Вдоль его юго-восточной границы возникла Алтынтагская левосдвиговая зона, отчего дрейф Тарима приобрёл западную компоненту и оказывал сжимающее воздействие на Памир.

В северо-восточный дрейф был вовлечён и Центральный Афганистан, к северу от которого, вдоль зон Гератского и продолжавшего его Гунтского разломов, происходили левосдвиговые перемещения, отчего амплитуда смещения Юго-Западного Памира — Бадахшана возросла, и усилились связанные с ним деформации соседних зон, в частности, оформилась покровная структура Юго-Восточного Памира. Зона Северного Памира стала надвигаться на Афгано-Таджикскую депрессию.

С позднего миоцена направление наибольшего сжатия становится близким к меридиональному. Развиваются субширотные структуры сжатия и сопряжённые с ними сдвиги на западном и северо-восточном флангах синтаксиса, движения вдоль которых продолжаются

до сих пор. Вместе с тем, продолжается субширотное сжатие региона. С начала плиоцена резко усиливается поднятие горного сооружения, амплитуда которого только за четвертичное время местами превысила 6 км. Поднятие было особенно интенсивным на западе Памира и отразилось резким возрастанием грубости обломочного материала моласс на востоке Афгано-Таджикской депрессии (рис. 24). Резкое усиление поднятий с плиоцена, а чаще с конца плиоцена, характерно также для Гималаев и Тибета [Трифонов и др., 2012]. Под этими структурами, как и под Памиро-Пенджабским синтаксисом, сейсмическими и гравиметрическими методами выявлено разуплотнение верхов мантии, которое и стало одним из источников усиления поднятия.

Важнейшей особенностью глубинного строения Памирского синтаксиса является Памиро-Гиндукушская сейсмофокальная зона мантийных землетрясений (рис. 25). Она представляет собой круто погружающуюся линзу переменной толщины и плотности гипоцентров, которые проектируются примерно на зону Центрального Памира (см. рис. 22). В обеих частях сейсмофокальной зоны, памирской и гиндукушской, гипоцентры сильных землетрясений присутствуют на глубинах 110 ± 20 км. На глубинах 130–170 км толщина зоны уменьшается. Сильные землетрясения под Памиром не происходят, а под Гиндукушем крайне редки.

Глубже, на уровне 190–240 км, под Гиндукушем линза утолщается, число гипоцентров резко возрастает, а количество выделенной сейсмической энергии становится больше, чем в верхней части зоны. Сейсмичность затухает с глубиной, прослеживаясь до 270–300 км.

В Памирской части зоны сейсмичность несколько возрастает на глубинах около 200 км и прослеживается до 240–250 км, но сильные землетрясения там не происходят, и количество выделенной сейсмической энергии меньше, чем в верхней части зоны.

Гиндукушская часть зоны компактна. Если исключить из-за неточности определения координат сильнейшее землетрясение 07.07.1909 ($M_s = 8$; 36.5° с.ш.; 69° в.д.), то 95% эпицентров сильных землетрясений окажутся внутри изометричного контура (мегаочага) $1.5 \times 1.5^\circ$, причём их скопление группируется вокруг 36.5° с.ш. и 70.8° в.д. К этому мегаочагу приурочено более 90% сильных землетрясений Памиро-Гиндукушской зоны и более 95% выделенной сейсмической энергии.

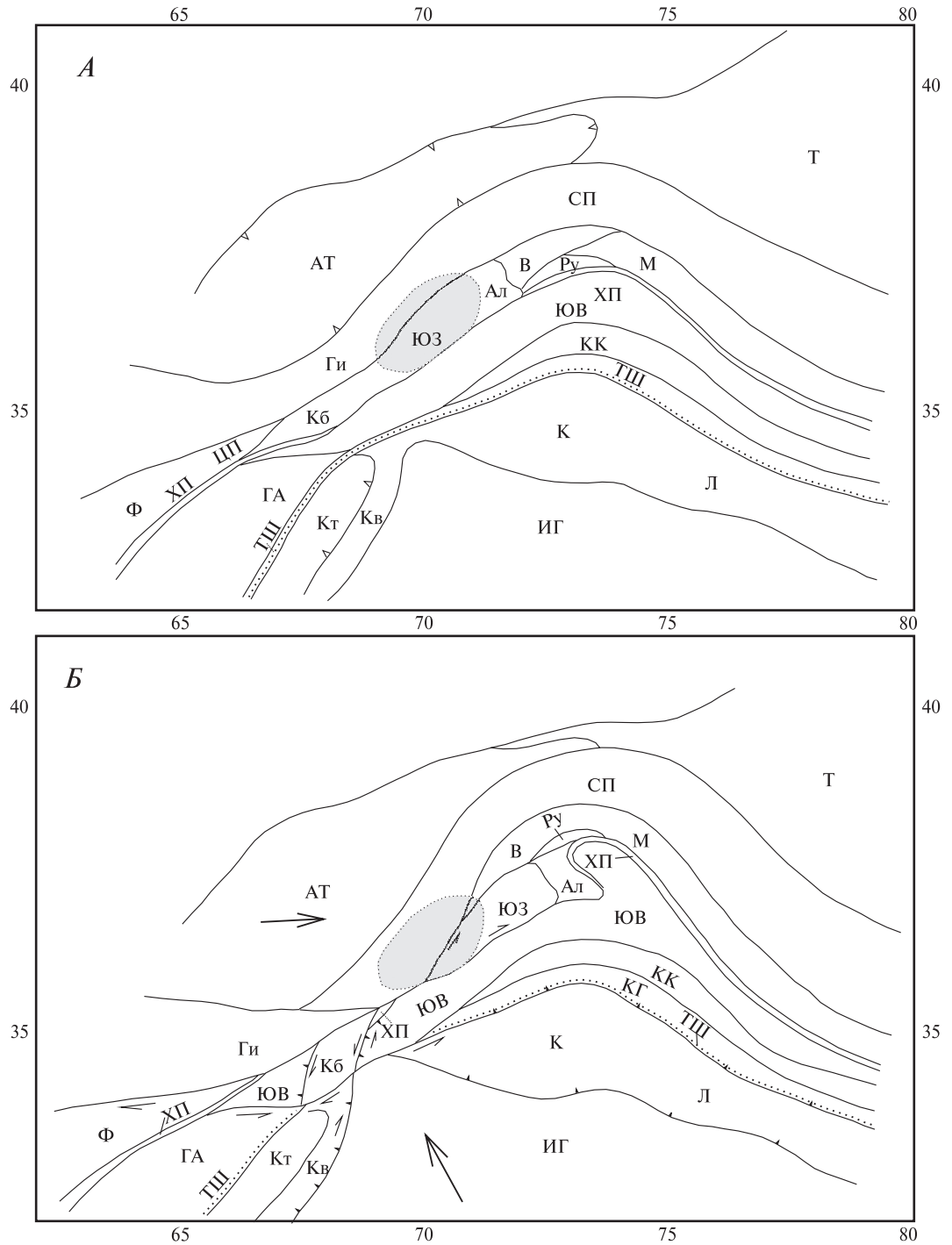


Рис. 23. Принципиальные схемы геодинамической обстановки и тектонической зональности Памиро-Каракорумского региона на разных стадиях новейшего тектогенеза

А — тектоническая зональность в конце эоцена; *Б* — геодинамическая обстановка с конца эоцена до начала миоцена и тектоническая зональность к концу раннего миоцена; *В* — геодинамическая обстановка с конца раннего миоцена до позднего миоцена и тектоническая зональность к концу миоцена; *Г* — геодинамическая обстановка с конца миоцена по настоящее время и современная тектоническая зональность [Иванова, Трифонов, 2005]

Буквенные обозначения. ИГ — Индийская платформа и Гималаи; Кт — прогиб Катаваз; Кв — зона Кветты, включая офиолиты Хоста; Лх — блок Лхаса; ТШ — сutura Тарнак-Шиок-Бангун; Ф — Фарахрудская зона; ХП — сutura Хашруд-Альгимур-Пшарт. Стрелки показывают направления сжатия. Темным цветом выделена область Гиндукушского сейсмического мегаочага. Остальные обозначения см. на рис. 22

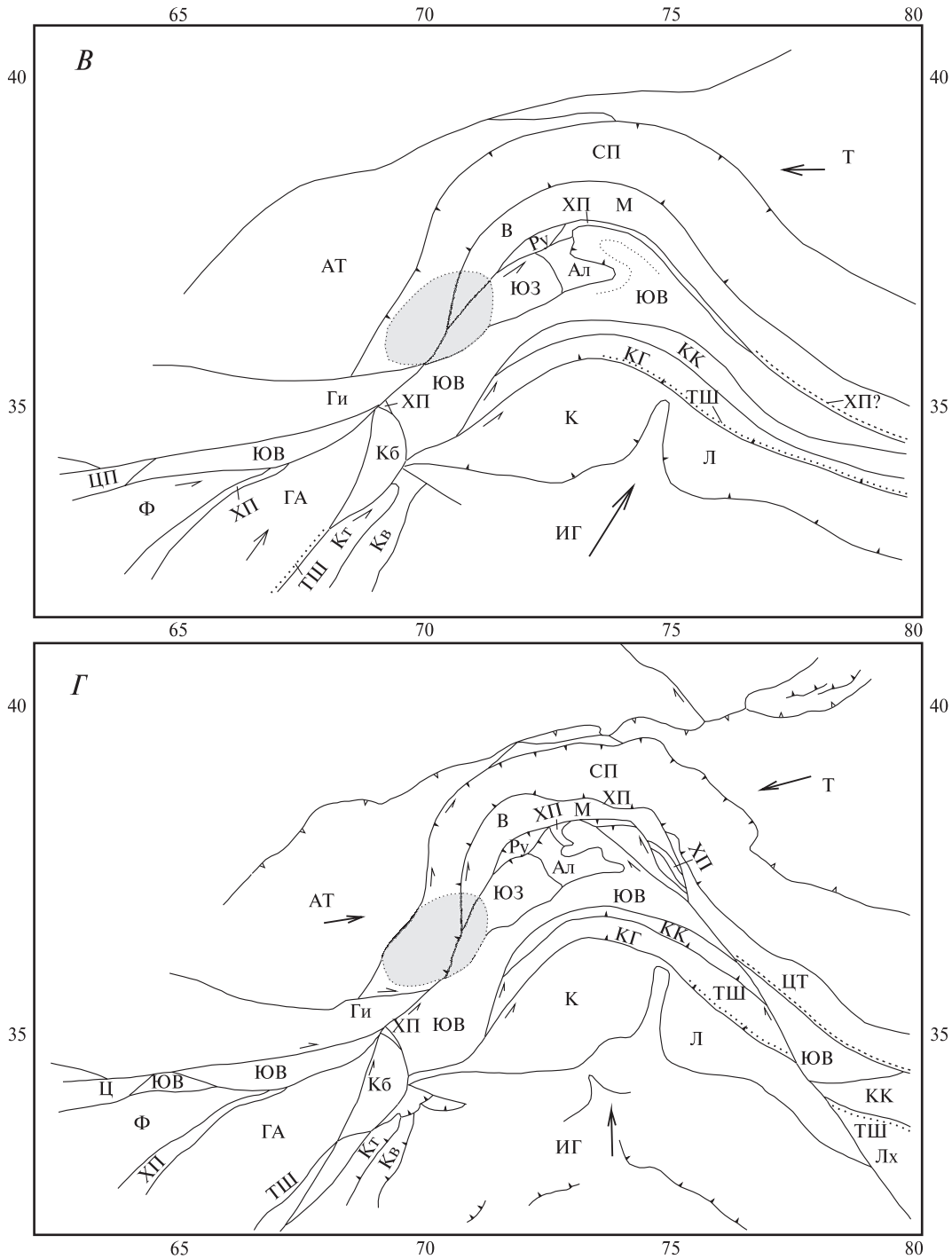


Рис. 23. Окончание

Для понимания природы сейсмофокальной зоны важны результаты исследований Л.П. Винника и А.А. Лукка [1974], показавших, что в её пределах до глубин 300 км скорости распространения продольных сейсмических волн на 0.3–0.4 км/с выше среднемировых на тех же глубинах, а в окружающей мантии скорости понижены относитель-

но среднемировых на 0.1–0.2 км/с. Это означает, что сейсмофокальная зона отличается повышенной плотностью, а окружающая мантия — пониженной. А.В. Николаев и И.А. Санина [1982] построили трёхмерную скоростную модель сейсмофокальной зоны. Она характеризуется сложным чередованием высокоскоростных и низкоскорост-

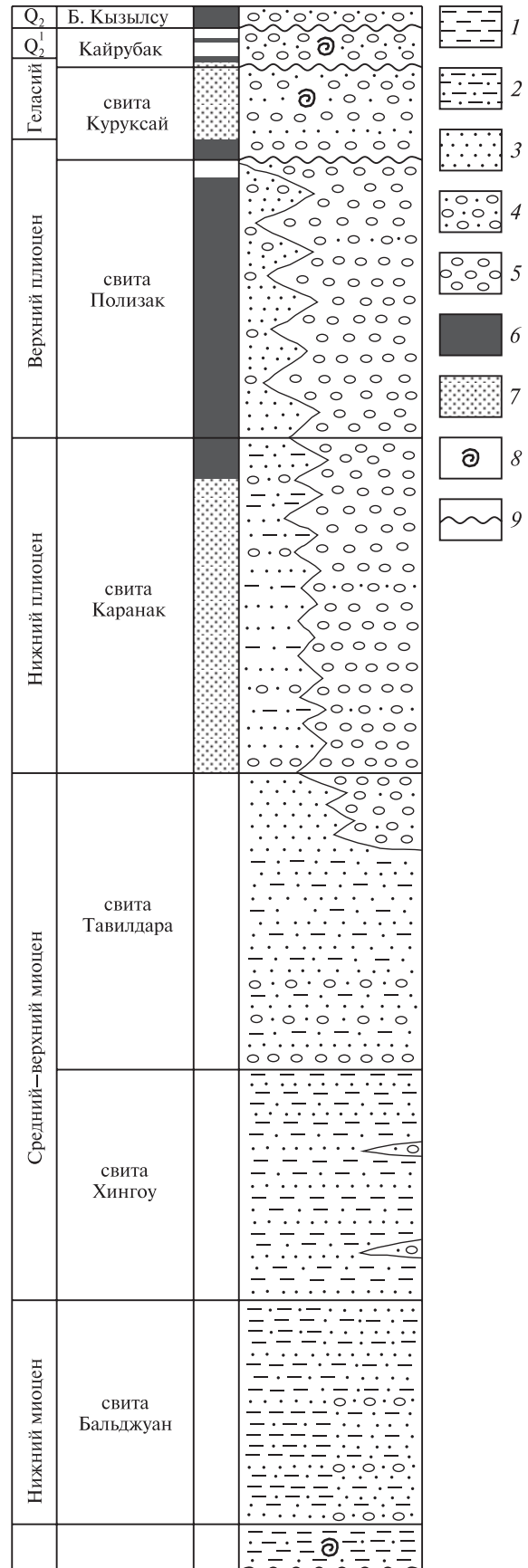
ных объёмов, причём особенно велик их контраст (до 11–12%) в гиндукушском мегаочаге. Севернее этой зоны подобные аномалии отсутствуют.

Новейшее горизонтальное укорочение верхней части земной коры, убедительно доказанное приведёнными выше данными, сопровождалось таким же или бóльшим укорочением мантийной части литосферы. Сейсмологическое изучение зоны выявило повышенную по сравнению с окружающей мантией плотность и прочность пород, что в сочетании с высокой скоростью современных деформаций приводит к их сейсмогенному разрушению.

Основываясь на этом, ряд исследователей [Vinik et al., 1977; Tarponnier et al., 1981; Burtman, Molnar, 1990] предложили субдукционную модель сейсмофокальной зоны. Согласно ей, в гиндукушской части зоны океанская литосфера, тождественная сuture Инда-Цангпо, субдуцирует под Гиндукуш, а в памирской части насыщенная мафическими компонентами литосфера продолжения Афгано-Таджикской депрессии субдуцирует под Памир-Каракорум.

Однако субдукционная модель противоречит структурным соотношениям между тектоническими зонами и реальным наклонам сейсмофокальной зоны [Иванова, Трифонов, 2005]. Так, нет никаких геологических оснований, предполагая субдукцию литосферы типа Инда-Цангпо, ограничивать её районом Гиндукуша, но не распространять дальше на восток, где для этого больше оснований. Также неясно, почему пододвигание субстрата Афгано-Таджикской депрессии под Памир проявилось только на востоке и не заметно в Гиндукуше, где оно геологически более вероятно. Вместе с тем, в субдукционной модели содержится продуктивное положение о связи землетрясений с мафическими элементами литосферы.

Гиндукушский мегаочаг соответствует на земной поверхности смежным участкам гиндукушских герцинид, где преобладают выходы протерозойского основания, и в меньшей степени архейского массива Юго-Западного Памира — Бадахшана (см. рис. 22). Если этот массив до начала новейшего тектогенеза располагался, как минимум, на 150 км западнее и был частью зоны Центрального Памира между вулканической дугой и океаническим прогибом раннего Мезотетиса, то в районе первоначального расположения массива на глубине могли сохраниться реликты перекрытой им океанской коры, представленной в скоростном разрезе соседней Ванч-Язгулемской части Центрального Памира «коро-мантийной смесью» мощностью около 15 км.



Другим источником мафического материала могли стать глубинные аналоги хорогской свиты (амфиболовые гнейсы и гранатовые амфиболиты с будинами эклогитов), вскрытой на контакте шахдаринской и горанской серий Юго-Западного Памира. Наконец, в непосредственной близости от них могли находиться глубинные продолжения сутур герцинид, перекрытые пластинами континентальной коры.

Гиндукушский мегаочаг совпадает с районом первоначального расположения перечисленных метабазитовых комплексов [Иванова, Трифонов, 2005]. В ходе новейшего тектогенеза метабазиты были тектонически перекрыты мощными пластинами континентальной коры и вдавлены в мантию на глубины 40–70 км, где существовали условия для эклогитизации метабазитов — умеренно повышенная температура и высокое давление, обусловленное интенсивным латеральным сжатием и повышенной нагрузкой перекрывающих континентальных масс. Утяжелённая эклогитизацией кора стала погружаться в менее плотную и более горячую мантию, сохраняя относительно высокие вязкость и прочность, т.е. способность к накоплению упругих деформаций и хрупкому разрушению, которое и служит источником мантийных землетрясений.

По мнению М.В. Родкина и его соавторов [2009], причиной сейсмогенных подвижек могли быть не столько высокие девиаторные напряжения, сколько усиливаемое воздействием флюидов понижение прочности пород в зонах милонитизации. Источниками флюидов могли стать как дегидратация погружающихся мафических слэбов, так и астеносфера, а подвижки в зонах милонитизации обуславливались развитием сквозьлитосферной Памиро-Афганской (Чаман-Дарвазской) зоны левых взбросо-сдвигов на западном фланге Памиро-Пенджабского синтаксиса.

В памирской части Памиро-Гиндукушской сейсмофокальной зоны также присутствуют глубинные метабазиты, но в меньших объёмах и не повсеместно.



Рис. 24. Молассовые комплексы восточной части Таджикской депрессии, по [International Symposium..., 1977] с изменениями

1 — глины; 2 — алевролиты; 3 — песчаники; 4 — гравий и мелкогалечные конгломераты; 5 — грубые и валунные конгломераты; 6, 7 — магнитная полярность: 6 — нормальная, 7 — обратная; 8 — ископаемая фауна; 9 — несогласие

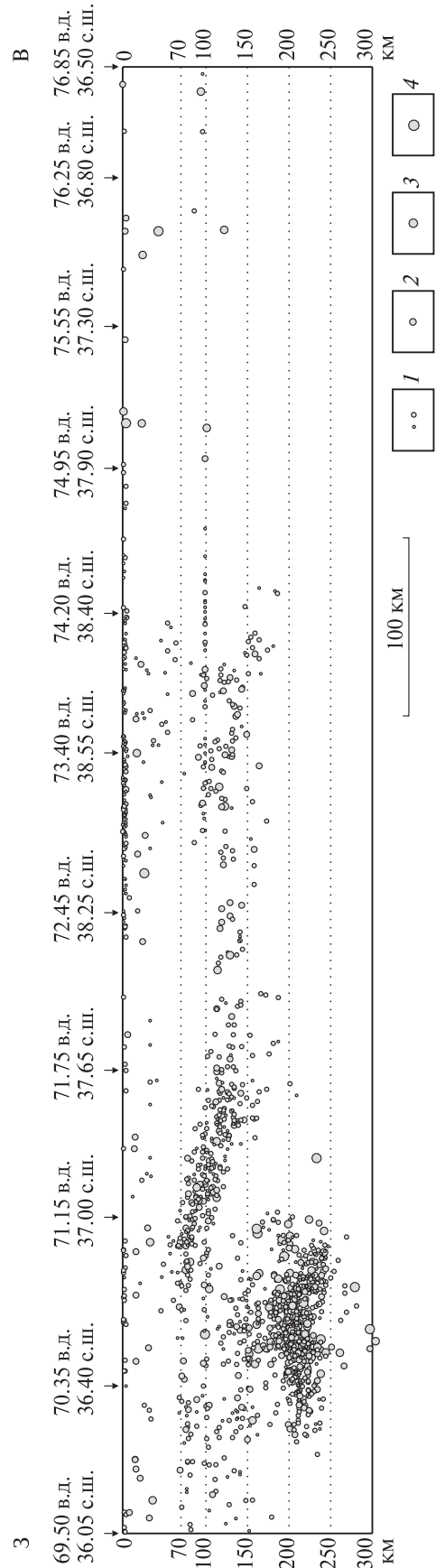


Рис. 25. Расположение гипоцентров землетрясений на профиле вдоль Памиро-Гиндукушской сейсмофокальной зоны [Иванова, Трифонов, 2005]
1–4 — магнитуды землетрясений: 1 — $M_s < 5.7$; 2 — $M_s = 5.7-6.5$; 3 — $M_s = 6.6-7.4$; 4 — $M_s = 7.5-8.3$

Соответственно, мантийные землетрясения распространены фрагментарно, случаются реже и выделяют меньше сейсмической энергии. По обе стороны от Памирской дуги, в Тибете и Афганистане, тектонические зоны, идентифицируемые с памирскими, расширяются, что указывает на их меньшее утолщение и меньшее воздействие на глубинные метабиты. Вероятно, поэтому западнее Гиндукуша и восточнее г. Ташкуртан мантийный сейсмогенез почти полностью исчезает.

3.2. Аравийско-Кавказский регион

Южной границей Аравийско-Кавказского сегмента Альпийско-Гималайского пояса являются зоны тектонических нарушений, расположенных на границе пояса с Аравийской плитой. Сегмент включает в себя внутренние зоны пояса и Большой Кавказ, развивающийся на его северном фланге. Передовые прогибы, Азово-Кубанский на западе и Терско-Дербентский на востоке, отделяют Большой Кавказ от расположенной севернее слабо деформированной части эпипалеозойской Скифской плиты. Воздействия новейших тектонических событий в Аравийско-Кавказском сегменте распространяются как на запад — на обрамления соседних впадин Средиземного и Чёрного морей и особенно на Анатолию, так и на восток — в пределы Ирана, Каспийского моря и Южной Туркмении.

3.2.1. Активные разломы

В структурном рисунке и кинематике активных разломов Аравийско-Кавказского сегмента

и его обрамлений обнаруживаются черты сходства с Памиро-Гималайским регионом. Западной границей Аравийской плиты является меридиональная Левантская зона разломов, нередко называемая Трансформой Мёртвого моря (рис. 26). Она отделяет Аравийскую плиту от Левантинской впадины Средиземного моря, которая в плейт-тектоническом смысле принадлежит Африканской плите. Скорость позднечетвертичных левосдвиговых перемещений вдоль Трансформы оценивается величиной до 7.5 мм/год в окрестностях Мёртвого моря [Freund et al., 1968]. Севернее, в долине р. Иордан, она составляет 4.9 мм/год при вертикальной составляющей движений не более 0.2 мм/год [Ferry et al., 2007]. Скорость накопления современной сдвиговой деформации в зоне разлома оценивается по GPS-данным величиной 4.4 ± 0.3 мм/год [Reilinger et al., 2006].

Далее к северу, в сегменте Яммуне в Ливане, зона разломов отклоняется на ССВ и приобретает взбросовую составляющую смещений. Скорость сдвига с конца позднего плейстоцена — 3.9–6.1 мм/год [Gomez, Nemer et al., 2007]. Скорость накопления современной сдвиговой деформации по GPS-данным составляет 4.8 мм/год [Reilinger et al., 2006] или 4–5 мм/год при наличии подчинённой компоненты поперечного укорочения [Gomez, Karam et al., 2007].

На территории Сирии Трансформа разделяется на несколько ветвей. Главной ветвью является зона разломов Эль-Габ, окаймляющая одноимённый грабен. По ней скорость голоценового левого сдвига составляет ~5 мм/год [Неотектоника..., 2012]. Скорость варьировала во времени. Её оценивают величиной 6–6.8 мм/год за последние два тысячелетия по смещению римского акведука [Meghraoui et al., 2003; Неотектоника..., 2012].

⇒

Рис. 26. Активные разломы Аравийско-Кавказского региона [Трифонов, Караханян, 2008]

Условные обозначения см. на рис. 16.

Цифры на карте (р. — разлом, з.р. — зона разломов): 1 — Амударьинский р., 2 — Апшеронского порога з.р., 3 — Аракская з.р., 4 — Ахурьянский р., 5 — Балыкгельский р., 6 — Владикавказский р., 7 — Восточно-Анатолийская з.р., 8 — Восточного фланга Тальшской дуги з.р., 9 — Гарнийская з.р., 10 — Гермабская з.р., 11 — Главный Копетдагский р., 12 — Главный современный разлом Загроса, 13 — Гудермеская з.р., 14 — Гяурдагский 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. (СЗ часть Памбак-Севан-Сюникской з.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. (ЮВ часть Памбак-Севан-Сюникской з.р.), 41 — Центрально-Устюртский р., 42 — Черногорская флексура, 43 — Шахрудский р.

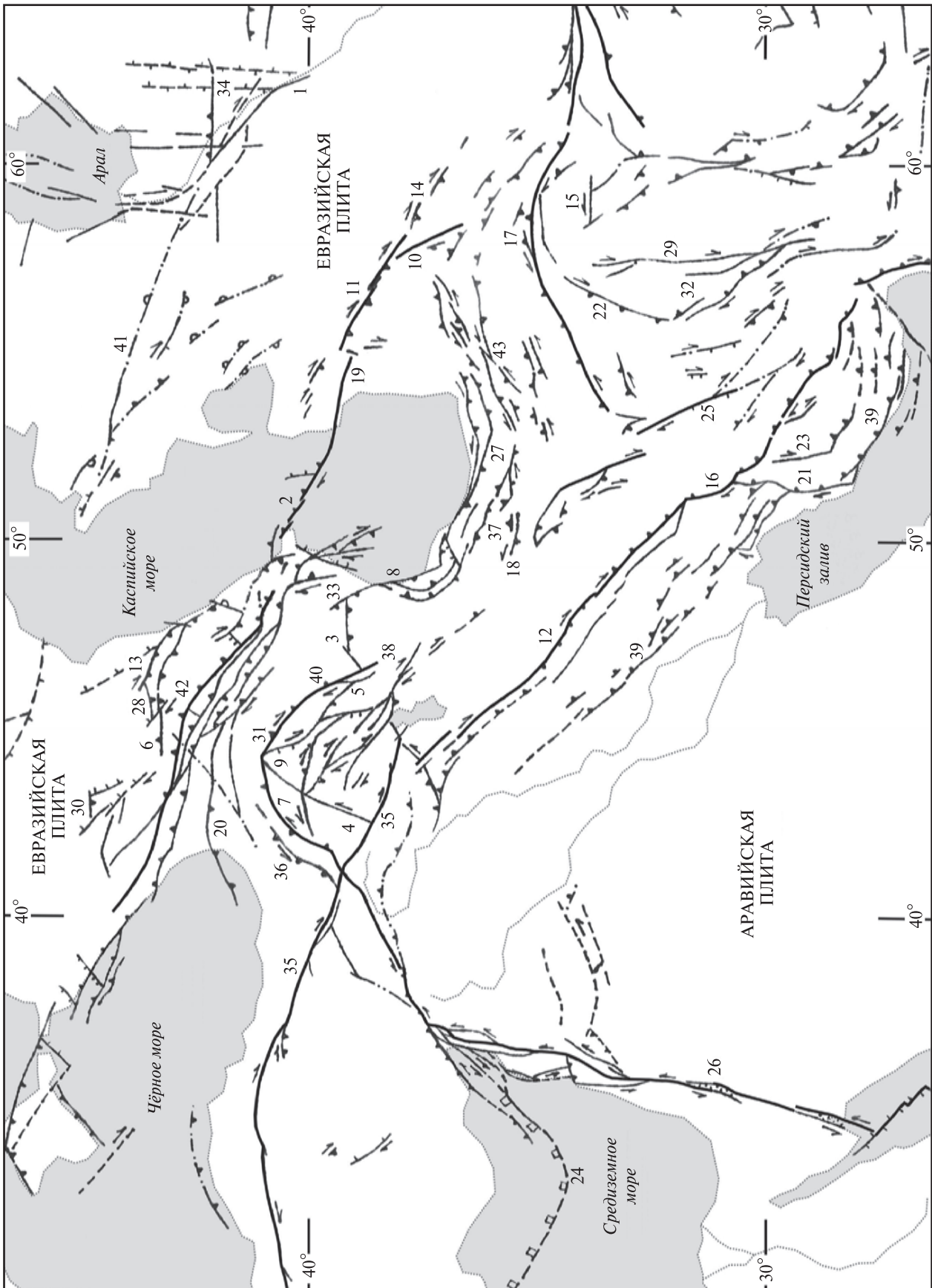




Рис. 27. Схематизированная Неотектоническая карта Сирии [Неотектоника..., 2012]

1, 2 — новейшие разломы с разными скоростями перемещений: 1 — ≥ 1 мм/год, 2 — < 1 мм/год; 3–5 — возраст последних перемещений по разломам: 3 — неоген, 4 — ранний-средний плейстоцен, 5 — поздний плейстоцен и голоцен; 6–11 — морфокинематические типы разломов: 6 — сдвиги, 7 — надвиги и взбросы, 8 — сбросы, 9 — раздвиги (вулканические цепи), 10 — флексуры, 11 — разломы с неизвестным направлением смещений; 12–18 — новейшие впадины и поднятия: 12 — Месопотамский прогиб, 13 — прочие впадины, 14 — изопахиты, м (М — миоцена, МР — миоцен-квартера, Р — плиоцен-квартера), 15 — изолинии поднятия поверхности выравнивания на антиклиналях, 16 — части антиклинальных зон, поднятые на разную высоту, 17 — оси антиклиналей, 18 — слабые четвертичные поднятия в прогибе; 19 — северо-западная граница нижнемиоценовых отложений в Курд-Даге; 20–24 — базальты: 20 — верхнего олигоцена — среднего миоцена, 21 — верхнего миоцена, 22 — плиоцена, 23 — нижнего-среднего плейстоцена, 24 — верхнего плейстоцена и голоцена; 25 — города и государственные границы.

Цифры на карте: 1–6 — антиклинальные хребты: 1 — Абдель-Азиз, 2 — Антиливан, 3 — Бассит, 4 — Береговой, 5 — Курд-Даг, 6 — Ливанский; 7, 8 — вулканические нагорья: 7 — Джебель-Араб, 8 — Шин; 9–18 — впадины: 9 — Ад-Дау, 10 — долины Бакаа, 11 — Бокайе, 12 — Эль-Габ, 13 — Амик, 14 — Галилейского моря, 15 — Хомсская, 16 — Хула, 17 — Нахр Эль-Кабир, 18 — Ямунне; 19–27 — разломы: 19 — Акфан, 20 — Аманос, 21 — Джхар, 22 — долины Иордана, 23 — Олаб, 24 — Роум, 25 — Серхайя, 26 — Аафрин, 27 — Св. Симеона.

Буквенные обозначения. Ал — г. Алеппо, Ап — г. Антакия, Ве — г. Бейрут, Да — г. Дамаск, На — г. Хайфа, ИВ — залив Искандерон, Ла — г. Латакия, М — г. Миссиаф, Р — г. Пальмира

Вместе с тем, скорость накопления современной сдвиговой деформации по GPS-данным не превышает 1–2 мм/год [Alchalbi et al., 2009; Неотектоника..., 2012]. От сегмента Ямунне на северо-восток ответвляется левый взбросо-сдвиг Серхайя, по которому скорость голоценовых перемещений составляет 1.4 мм/год [Gomez et al., 2001] (рис. 27). Другое ответвление — простирающийся меридионально разлом Роум, продолжающийся на севере разломами шельфа и континентального склона Средиземного моря. Все они являются левыми сдвигами с более или менее заметной взбросо-надвиговой составляющей. Один из разломов, Тартусский, выражен в рельефе шельфа кулисным рядом небольших поднятий-антиклиналей, к числу которых относится о-в Арвад.

На юге Турции Трансформа Мёртвого моря причленяется к Восточно-Анатолийской зоне разломов северо-восточного простираения. Юго-западное окончание зоны представлено эшелонированным рядом разломов, крупнейшие из которых (с запада на восток): Якапинар-Гёксун, Аманос и Восточный Хатай [Westaway, 2004]. По всем этим разломам выявлены позднечетвертичные левосдвиговые смещения и, вместе с тем, уступающие им по величине взбросовые смещения, выраженные в рельефе уступами.

Согласно модели, основанной на результатах GPS-измерений, скорость сдвига составляет ~6.8 мм/год юго-западнее причленения восточной ветви Трансформы и сокращается до 5.5 ± 0.5 мм/год юго-западнее причленения западной ветви Трансформы [Reilinger et al., 2006]. При этом на западном участке появляется и становится соизмеримой со сдвигом компонента

поперечного удлинения, отражающая условия косоугольного растяжения (транстенсии).

Северо-восточнее Восточно-Анатолийская зона становится более компактной, сохраняя левый взбросо-сдвиговый тип смещений с многократным преобладанием сдвиговой компоненты. Скорость сдвига, по данным GPS-измерений, составляет там 9–10 см/год. Из них лишь 4–8 мм/год приходится собственно на разломы зоны, а остальное рассредоточено в полосе шириной до 100 км [McClusky et al., 2000]. По смещению долины р. Евфрат, произошедшем с конца калабрия (12 км за последние 0.9–0.8 млн лет), скорость сдвига может достигать 13–15 мм/год [Trifonov, Çelik et al., 2016].

Далее к северо-востоку Восточно-Анатолийская зона пересекается с Северо-Анатолийской зоной разломов. Вдоль последней юго-восточнее пересечения скорость четвертичного правого сдвига — 9 мм/год [Şaroglu, 1988]. Зона кулисно подставляется Главным современным разломом Загроса (правым сдвигом) юго-восточного простираения. На Дорудском сегменте разлома скорость позднечетвертичного сдвига составляет ~10 мм/год [Vachmanov et al., 2004]. Основным юго-восточным продолжением разлома является разлом Дена, который сначала простирается на юг и характеризуется преимущественно правосдвиговыми смещениями, а затем отгибается на юго-восток, где вдоль его ветвей преобладает надвигание, сопряжённое со складчатостью.

От разлома Дена на юг ответвляются Казерун-Боразджанская и Карехбасская правосдвиговые зоны. Первая на меридиональном отрезке характеризуется скоростью сдвига ~5 мм/год и затуха-

ет к югу по мере того, как от неё ответвляются на юго-восток складчато-надвиговые структуры Загроста. Вторая зона в северной части также является меридиональным сдвигом, а южнее переходит во флексурно-надвиговую зону юго-восточного простирания с поднятым северо-восточным крылом.

Зависимость типа движений от изгибов разломов совмещается с тем, что северо-западнее разломы, следующие вдоль границы Аравийской плиты, характеризуются правосдвиговыми смещениями. В складчатом поясе Загроста развиваются параллельные этому сдвигу складчато-надвиговые структуры. Позднечетвертичное поперечное укорочение складчатого пояса, подсчитанное суммированием надвиговых смещений, достигает нескольких миллиметров в год.

Северо-Анатолийская зона разломов следует от места пересечения с Восточно-Анатолийской зоной на северо-запад и затем на запад более, чем на 1000 км вдоль всей Анатолии и состоит из ряда разломов, нередко расположенных эшелонированно относительно друг друга. От зоны на юго-запад отходят оперяющие разломы с признаками правосдвиговых смещений. 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 [Trifonov et al., 1996].

Приводятся определения скорости позднеголоценового сдвига в 20.5 ± 5.5 и 18.6 ± 3.5 мм/год в центральной части зоны [Kozac̄ et al., 2007, 2009]. На западе зона разделяется на несколько ветвей, и скорость позднечетвертичного сдвига по северной ветви оценивается в 15.0 ± 3.2 мм/год [Pussi et al., 2008]. Скорость сдвига, рассчитанная суммированием тензоров сейсмических моментов землетрясений XX в., уменьшается от 27 до 16 мм/год с востока на запад [Kiratzi, 1993].

В течение последнего сейсмического цикла, продолжавшегося около 300 лет и достигшего максимума при землетрясении 26.12.1939 с магнитудой $M_s = 7.8$, суммарное сдвиговое смещение составило 5–8 м. Экстраполируя эту величину в прошлое, получаем скорость сдвига 17–27 мм/год [Trifonov, 2000]. Согласно GPS-измерениям, скорость сдвига составляет ~24 мм/год [McClusky et al., 2000]. Она распределена в полосе шириной до 100 км, и собственно на зону разлома приходится только 20 мм/год, а в центре

зоны — не более 15 мм/год. В сбалансированной модели, основанной на GPS-данных, скорость сдвига уменьшается с востока на запад от 25.7 ± 0.2 до 24.2 ± 0.2 мм/год [Reilinger et al., 2006].

Восточно-Анатолийская зона разломов севернее её пересечения с Северо-Анатолийской зоной представлена двумя ветвями. Западная ветвь, названная Северо-Восточной Анатолийской зоной [Şaroglu, 1988], образована разломами юго-восточных бортов Чатской и Эрзрумской впадин, разломом Думлу и разломами возле с. Нарман и г. Олту. Вдоль них отмечены позднечетвертичные взбросовые, а по разлому Думлу также превосходящие их левосдвиговые смещения [Трифонов и др., 2002]. Зона прослеживается до г. Ахалкалаки в Южной Грузии, где кулисно подставляется Казбек-Цхинвальским разломом северо-восточного простирания.

Восточная ветвь Восточно-Анатолийской зоны с признаками левосдвиговых смещений простирается сначала параллельно западной ветви, а северо-восточнее всё более отклоняется к востоку. Плоскость разлома круто ($50\text{--}60^\circ$) наклонена на северо-запад. На северо-восточном окончании, в бассейне р. Памбак Северной Армении, восточная ветвь под углом 17° сочленяется с Памбак-Севанской зоной правых сдвигов, характеризующихся скоростью движений ~5 мм/год [Трифонов и др., 1990; Avagyan, 2009].

Памбак-Севанская зона к востоку затухает, но от неё на юго-восток ответвляется Ханарасарская зона разломов со скоростью позднечетвертичного правого сдвига 4.5–5 мм/год. Вертикальная компонента уступает сдвиговой в 7–12 раз, причём чаще поднято северо-восточное крыло. А.С. Караханян объединяет Памбак-Севанский и Ханарасарский разломы в Памбак-Севан-Сюникский разлом [Karakhanian et al., 2004]. На юго-восточном окончании он кулисно подставляется северо-западными ветвями Тебризского правого взбросо-сдвига. Сливаясь, они отгибаются к востоку, причём взбросо-надвиговая компонента возрастает.

К юго-востоку от Тебризского разлома, в тылу Загроста, известны новейшие разломы, позднечетвертичная активность которых установлена лишь в отдельных сегментах. Они также характеризуются правосдвиговыми смещениями со взбросовой компонентой, возрастающей по мере отклонения разломов к востоку.

Восточная ветвь Восточно-Анатолийской зоны и Памбак-Севан-Сюникский разлом образуют Северо-Армянскую дугу активных разломов, обрамляющую Малокавказский синтаксис. У

разломов дуги почти везде взброшены северные крылья, а сдвиговая составляющая перемещений, близкая к 5 мм/год, многократно превосходит вертикальную составляющую. В эту внешнюю дугу вложена 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. На космических снимках турецкой части Ахурянского разлома видны левосдвиговые смещения мелких речных и овражных долин. На вертикальные смещения указывают грабенообразное строение зоны разлома в районе Ахурянского водохранилища и приуроченные к зоне сейсмогравитационные деформации.

Гарнийская зона состоит из нескольких сегментов северо-западного простирания, расположенных кулисно друг относительно друга таким образом, что каждый более южный сегмент начинается восточнее предыдущего [Trifonov et al., 1994]. 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. Голоценовые и позднеплейстоцено-голоценовые смещения вдоль двух северных сегментов, Алаварского и юго-восточнее Мармарик-Азатского (каждый имеет длину ~60 км), дают скорость сдвига 2 мм/год. Вертикальная компонента смещений (поднятие северо-восточного крыла) уступает сдвиговой в 10–15 раз. Лишь на северо-западе она возрастает, и её отношение к сдвиговой составляющей достигает $1/2-1/4$.

Такие же скорости и соотношения компонент перемещений установлены в более южном 50-километровом сегменте разлома, протягивающемся от с. Гелайсор до с. Арени. Юго-восточнее Гарнийская зона разветвляется. Одна из ветвей протягивается на 80 км к ЮВ до берега р. Аракс южнее г. Нахичевань, где смыкается с Аракской зоной разломов северо-восточного простирания. Другая ветвь, Арпа-Зангезурская, следует на ВЮВ и достигает Ханарасарского разлома.

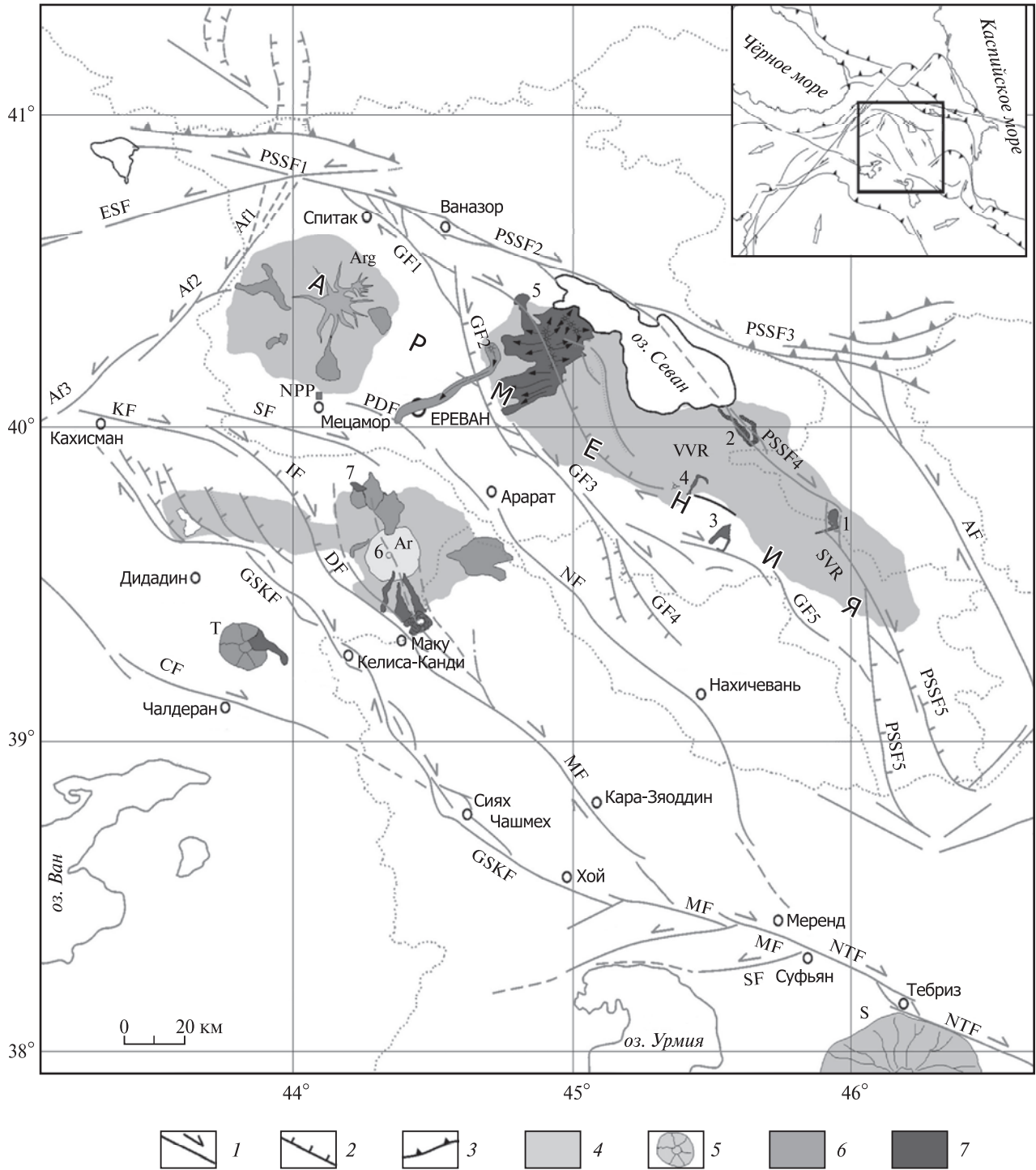
Аракская зона молодых нарушений выражена на земной поверхности сравнительно непротяженными уступами террас и склонов долины р. Аракс. Эшелонированное расположение уступов позволяет предполагать наличие левосдвиговой компоненты движений. Аракская зона в сочетании с активными разломами Тальшских гор образует Тальшскую дугу меньших, чем Северо-

Армянская, размеров, также выпуклую на север [Трифонов и др., 2002]. Разломы Тальшских гор имеют 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 СЗ и ЮВ, постепенно удаляясь один от другого. На севере разломы пучка образуют фронт дуги и сопрягаются с Аракской зоной, а на юге сочленяются с активными разломами Западного Эльбурса. Вдоль разломов Тальша выявлены молодые взбросовые смещения, возможно, с правосдвиговой компонентой. Как правило, подняты западные крылья.

Итак, в активной тектонике Аравийско-Иранского сегмента Альпийско-Гималайского пояса выявляются черты, общие с Памиро-Гималайским сегментом. Это направления смещений на обрамлениях Аравийской плиты — по Левантской и Восточно-Анатолийской зонам, тождественным Чаманской и Дарваз-Алайской, и по восточному отрезку Северо-Анатолийской зоны, Главному современному разлому Загроса и его южному продолжению, сходным с Памиро-Каракурумским разломом. Много общего также в активной тектонике Загроса и южных склонов и предгорий Гималаев. Вместе с тем, наблюдаются и отличия.

Одно из них состоит в том, что обрамляющие Аравийскую плиту Восточно-Анатолийская и Северо-Анатолийская зоны пересекаются вблизи с. Карлиова и продолжают соответственно на СВ и СЗ. В месте пересечения они испытывают ветвления и изгибы, свидетельствующие о многократно повторявшихся взаимных сдвиговых смещениях зон [Трифонов и др., 2002].

Вторая особенность описываемого региона — своеобразные миндалевидные структуры [Karakhanian et al., 2002] (рис. 28). Одна из них, Гегам-Варденисская, ограничена с севера Памбак-Севанским разломом, а с юга — Арпа-Зангезурской ветвью Гарнийского разлома. Западным ограничением служит Гарнийский разлом, а восточным — Ханарасарский. Все эти разломы характеризуются правосдвиговыми смещениями, но на северном и южном ограничениях они сочетаются со взбросовыми, отражающими сжимающую составляющую движений, тогда как у простирающихся на СЗ–ЮВ разломов западного и восточного ограничений вертикальная составляющая часто является сбросовой, и видимой сжимающей компоненты движений нет. Еще более отчетливо эта зависимость динамической обстановки образования разломов от их простирания проявляется во внутреннем строении «миндалины».



Ее северная часть понижена и заполнена водами Севана, а южная и западная сложены четвертичными вулканическими породами. В поле их распространения находится Гегамская структура — вложенная «миндалина» меньшего размера. Ее северо-восточное ограничение в основном скрыто позднеплейстоценовыми вулканическими образованиями и обнажено лишь на крайнем

северо-западе и на юго-востоке, где выделен разлом Мармарик–Камо с признаками правого сдвига, ответвляющийся от Гарнийского разлома. Юго-восточнее г. Камо (Гавар) разлом отгибается к югу и переходит в меридиональную полосу сбросов восточного борта структуры. Они выражены как смещения вулканитов и обломочных отложений, так и уступами поверхности.

←

Рис. 28. Активные разломы Армянского нагорья, Гегам-Варденисская и Араратская миндалевидные структуры и вулканические центры в них [Трифонов, Караханян, 2008]

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.

Цифры на карте: 1–7 — голоценовые вулканы и лавовые потоки: 1 — Цхук–Каркар (Сюникская структура pull-apart), 2 — Порак, 3 — Смбагасар, 4 — Вайоцсар, 5 — молодые лавы Гегамского нагорья, 6 — главный кратер Арарата, 7 — агломератовый туф склона Арарата, перекрывший поселение второй половины III тысячелетия до н.э.

Буквенные обозначения. Крупные вулканы: Аг — Арарат, Арг — Арагац, С — Сипан; вулканические нагорья: SVR — Сюникское, VVR — Вардениское; разломы: АF1, 2, 3 — Ахурянский, АF — Акеринский, СF — Чалдеранский, ЕSF — Восточно-Анатолийский, GF1, 2, 3, 4 — Гарнийский, GF5 — Арпа-Зангезурский, GSKF — Балыкгельский, IF — Игдирский, KF — Кагызманский, MF — Маку, NF — Нахичеванский, NTF — Северо-Тебризский, PSSF — Памрак-Севан-Сюникская зона разломов (PSSF1, 2, 3 — Памбак-Севанский разлом, PSSF4 — Ханарасарский разлом, PSSF5 — южные продолжения Ханарасарского разлома, на востоке Гиратахское и на западе Дебаблинское, активное лишь фрагментарно), SF — Сардарпатский

Амплитуды позднечетвертичных смещений измеряются метрами, достигая в отдельных случаях 15–20 м. Чаще опущены западные крылья. Наряду с этим, выявлены правые смещения пересекаемых овражных долин амплитудой до 200 м.

Араратская миндалевидная структура (см. рис. 28) ограничена с юго-запада Балыкгельским разломом, переходящим на юго-востоке в Северо-Тебризский разлом восток-юго-восточного простирания. 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 левого бережья 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. Вертикальная компонента испытывает характерные изменения. На южном (Северо-Тебризский разлом) и северном (западная часть Сардарпатского разлома) краях она является взбросовой, причём у Сардарпатского разлома опущено южное крыло. На восточном краю структуры тип вертикального смещения скорее всего сбросовый.

Такие же смещения обнаружены и вдоль Балыкгельского разлома южнее оз. Балык. На участках кулисного подставления его сегментов выявлены мелкие ромбовидные и миндалевидные структуры. На северо-западе от сливающихся разломов Балыкгельского и Маку отходят на север многочисленные сбросы и правые сбросо-сдвиги, образующие структуру «конского хвоста».

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 Араратскую «миндалину» с Гегам-Варденисской и позволяет рассматривать их как структуры, возникающие между сдвиговыми зонами по тому же принципу, как возникают структуры типа pull-apart между сегментами сдвига.

Севернее Северо-Армянской и Тальшской дуг активные разломы образуют северный фронт Аджаро-Триалетии и особенно многочисленны в южных предгорьях и на южном склоне Большого Кавказа. С.И. Кулошвили, обобщивший данные о таких разломах на территории Грузии, отмечает вдоль них молодые надвиговые и взбросовые смещения [Трифонов et al., 1996].

Преобладание надвигов и взбросов характерно и для территории Азербайджана. С надвигами и взбросами сопряжены растущие антиклинали, наиболее эффектно проявленные на востоке Аджиноурской складчатой зоны. Здесь на крутом южном крыле Карамарьянской антиклинали скорость относительного вертикального перемещения поверхности позднеплейстоценовой террасы достигает 1–2 мм/год [Милановский, 1968]. Судя по изменению глубины вреза древнего ирригационного канала, движения продолжались в историческое время [Трифонов, 1983].

Большинство активных разломов южного склона и южных предгорий Большого Кавказа, простирающихся на ЗСЗ параллельно оси горного сооружения, характеризуются взбросо-надвиговыми смещениями. Но по некоторым разломам, отклоняющимся на СЗ от этого направления, обнаружены молодые правосдвиговые смещения. Они представлены в зоне Сальян-

Ленгизского (Аджичайского) правого взбросо-сдвига на южном склоне Юго-Восточного Кавказа. Средняя скорость сдвига по нему с конца плейстоцена достигает 1 мм/год [Трифонов, 1983]. Правые взбросо-сдвиги продолжаются на юго-восток в Южный Каспий. Направления молодых смещений по разломам южного склона Большого Кавказа отражают условия субмеридионального или северо-северо-восточного горизонтального сжатия и укорочения. Этому не противоречит появление непротяженных левых сдвигов северо-восточного простирания и сбросов север-северо-восточной ориентировки в Южном Дагестане. Примером последних является Каflan-Калинский сброс, скорость позднеплейстоценовых движений по которому составляет 1 мм/год.

На северных склонах и в предгорьях Большого Кавказа скорости позднечетвертичных движений меньше, чем в зоне южного склона, но преобладают активные нарушения тех же двух главных направлений: во-первых, широтного и запад-северо-западного и, во-вторых, северо-западного. Первое направление в Дагестане представлено взбросами, наклоненными на юг, реже на север. В Чечне к нему относится Черногорская флексура, которой, по-видимому, соответствует под осадочным чехлом разлом консолидированного основания. На западе флексура кулисно подставляется Владикавказским и Балтинским разломами, с которыми сопряжены асимметричные антиклинали с крутыми южными крыльями. Изменения высот террас конца позднего плейстоцена указывают на скорости перемещений 1–2 мм/год [Милановский, 1968]. Меньшие скорости движений характеризуют подобные разломы и флексуры на Центральном Кавказе.

Северо-западное направление представлено глубинными зонами активных разломов, выраженными на поверхности лишь косвенными признаками. Таковы тектонические нарушения Каспийского побережья между городами Махачкала и Дербент, Гудермесская и Назранская зоны в Чечне, Лысогорская флексура и Нальчикская (Армавир-Невинномысская) зона разломов на Центральном Кавказе [Милановский и др., 1989]. Особенности поля напряжений, восстановленного по ориентировке молодых трещин, позволили предполагать вдоль разломов, наряду с вертикальной, правосдвиговую составляющую движений [Расцветаев, 1989]. Северо-Западный Кавказ имеет сходные особенности смещений по разломам. Их дополняют там сбросы и левые сбросо-сдвиги северо-восточного простирания,

фиксируемые в деформациях морских террас [Островский и др., 1977; Измайлов, 2007].

Активная тектоника Центрального Ирана и Эльбурса определяется подвижками по разломам, простирающимся, во-первых, на восток или ВСВ и, во-вторых, на север или ССЗ. На севере преобладают субширотные активные нарушения. Они представлены в Эльбурсе и на обоих его склонах, где характеризуются взбросовыми смещениями [Berberian, 1976]. Однако при Рудбарском землетрясении 20.06 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]. Кулисный ряд разломов, которые, наряду со взбросовой, имеют левосдвиговую компоненту смещений, протягивается вдоль южных предгорий Эльбурса [Vachmanov et al., 2004]. На западе ряда находится Ипакская зона разломов протяженностью ~100 км. Выявлены молодые левосдвиговые смещения, превосходящие взбросовую компоненту. Смещение конуса выноса начала позднего плейстоцена позволило оценить скорость сдвига в 0.5–1.5 мм/год. По Северо-Тегеранскому разлому очевидны четвертичные и местами позднечетвертичные взбросовые и надвиговые смещения. Однако на северном краю г. Тегерана возле университета имени Шахид Бехешти по омоложенному сегменту разлома можно предполагать левое смещение на 100–200 м долины р. Дараке.

Северо-Тегеранский разлом примыкает на востоке к разлому Моша, который протягивается на 175 км на ВЮВ. Его северное крыло взброшено, но преобладают левосдвиговые смещения. Скорость голоценового сдвига ≥ 2 –2.5 мм/год, а суммарная средняя скорость взбросо-сдвиговых перемещений > 3 мм/год. Возможным восточным продолжением этой системы левых взбросо-сдвигов является активный разлом восток–северо-восточного простирания, по которому Н.Уэллман, назвавший его Шахрудским, отдешифровал на аэрофотоснимках левые смещения водотоков [Wellman, 1966]. Такие же смещения установлены по Даште-Байазскому разлому на востоке Ирана [Tchalenko, Berberian, 1975].

Более сложный характер 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 протяженной западной части про-

стирается на ВСВ, а в восточной части — на ВЮВ. От вершины дуги на ВСВ ответвляется 100-километровый разлом Асадабад с признаками надвига и левого сдвига.

А.С. Караханян, обследовавший зону Дорунехского разлома в 1998 г., обнаружил в его западной части молодые левосдвиговые смещения, которые восточнее ответвления Асадабадского 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 также отражает субмеридиональное укорочение, которое, возможно, связано в данном случае с северным дрейфом Лутского массива, обусловленным давлением Оманского малого синтаксиса.

Разломы субмеридиональной системы обрамляют с запада и востока Лутскую впадину. На западном обрамлении это разломы Кух-Бенан, Равар, Найбенд и Калмард. Их простирания изменяются от север-северо-западного и меридионального на юге до север-северо-восточного на севере. Независимо от изменения простираний по разломам везде имеют место правосдвиговые смещения молодых форм рельефа, которые сопровождаются сбросовой или, чаще, взбросовой составляющей [Berberian, 1976; Mohajer-Ashjai et al., 1975]. Правосдвиговые смещения выявлены и в зоне меридионального разлома Джаббар, пересекающего Даште-Байазский разлом. На восточном обрамлении Лутской впадины отмечены молодые вертикальные смещения.

Характер позднечетвертичных смещений по разломам Центрального Ирана указывает на северо-восточное направление максимального укорочения земной коры, что совпадает с направлением сжатия в очагах большинства сильных землетрясений региона [McKenzie et al., 1978]. Активные разломы распределены неравномерно, ограничивая более или менее крупные блоки. Однако наличие таких блоков мало искажает однообразие динамической картины, сходной с той, что реконструирована для Центральной Азии к северу от Тибета.

В Северном Иране динамическая обстановка разрывообразования иная: северный дрейф Лутского массива привел к образованию новейшей структурной дуги Аладаг-Биналуда и в целом Туркмено-Хорасанских гор. По продольным разломам дуги зафиксированы молодые взбросовые и надвиговые смещения. С севера дуга ограничена зоной Главного Копетдагского раз-

лома северо-западного простирания, по которому выявлены многочисленные правосдвиговые смещения, в 2–8 раз превосходящие взбросо-надвиговую компоненту движений [Трифонов, 1983]. Между городами Казанджик и Ашхабад они распределены по двум ветвям разлома, наклоненным под углами 40–60° на ЮЗ. Суммарная скорость сдвига в обеих ветвях достигает 2 мм/год. На непротяженных участках юго-восточнее с. Искандер и южнее с. Келята зона Главного Копетдагского разлома резко изгибается на ВСВ и обнаруживает признаки молодых надвиговых перемещений. Возле с. Пароу к разлому с ЮЗ причленяются сопряженные с ним активные левые сдвиги. В районе г. Бахардена, западнее с. Багир и в районе г. Ашхабада от зоны Главного разлома отходят на ЮВ оперяющие ее Гермабская, Асельминская и Харварская правосдвиговые зоны.

Сложное сочетание разнонаправленных активных нарушений выявлено юго-восточнее Ашхабада. Здесь есть субширотные надвиги, с которыми иногда связаны молодые складчатые деформации, северо-западного направления правые и северо-восточного — левые сдвиги и небольшие зоны сбросов и раздвигов меридионального и север-северо-восточного простираний. Всё это указывает на преимущественно меридиональное направление горизонтального сжатия и укорочения.

В Западном Копетдаге зона Главного разлома продолжается до Малого Балхана и далее, деградируя, до северо-восточного склона хребта Большой Балхан. Она кулисно подставляется с юга Исак-Челекенской зоной молодых разрывов, вдоль которой выявлены правосдвиговые и уступающие им в 3–4 раза вертикальные смещения. Исак-Челекенская зона продолжается на СЗ зоной разломов Апшеронского порога, которая на Большом Кавказе кулисно подставляется зоной Главного взброса.

3.2.2. Новейшая структура и её развитие

На северо-западном фланге Аравийской плиты, в горах Бассит и Курд-Даг в Северо-Западной Сирии (1 на рис. 29), офиолиты Неотетиса залегают на платформенном чехле до морского кампана или нижнего маастрихта включительно в надвиговых чешуях, перекрытых верхнемаастрихтскими и более молодыми морскими отложениями неоавтохтона [Книппер и др., 1988].



Рис. 29. Структурные обрамления севера Аравийской плиты [Трифонов, 2016]

1 — Месопотамский прогиб; 2–6 — позднекайнозойские разломы: 2 — сдвиги, 3 — надвиги, 4 — сбросы; 5 — ось Красноморского рифта; 6 — прочие разломы; 7 — оси позднекайнозойских антиклиналей; 8 — раннекайнозойские надвиги; 9 — неоген-четвертичные вулканы; 10 — офиолиты Неотетиса.

Цифры на карте: 1 — Бассит, 2 — Антакия, 3 — Кипр, 4 — Мисис-Андирин, 5 — Чаджляянсерт, 6 — Дезфул, 7 — Фарс, 8 — Береговой хребет, 9 — Ливанский хребет, 10 — район Элязиг–Малатья.

Буквенные обозначения. ВА — Восточно-Анатолийская зона разломов, ГЗ — Главный современный разлом Загроса, ГН — Главный надвиг Загроса, ЗА — Загрос, КА — прогиб Киликия–Адана, КД — Курд-Даг, КС — краевые складки Турции, СА — Северо-Анатолийская зона разломов, ТМ — Трансформа Мёртвого моря, ЭГ — зона разломов Эль-Габ Трансформы Мёртвого моря, ЭК — прогиб Эль-Кабир, ЮТ — Южно-Таврская надвиговая зона, ЯМ — разлом Яммуне Трансформы Мёртвого моря

В аллохтонном комплексе Бассита выделены нижний покров Тамима, сложенный вулканогенно-осадочными породами с фауной от верхнего триаса до нижнего сеномана, и верхние собственно офиолитовые покровы. Реликты того же офиолитового разреза вскрыты на окраине г. Антакия (Антиохия) в зоне разлома Хатай, одной из ветвей Восточно-Анатолийской зоны левых взбросо-сдвигов (2 на рис. 29). Чтобы понять, можно ли рассматривать эти покровы как проявления начала коллизии, обратимся к Кипру (3 на рис. 29).

Аргументом за то, что о-в Кипр представляет собой часть активной островной дуги, являются мантийные землетрясения, большинство которых приурочено к её северо-западному окончанию, и прогиб между о-вом Кипр и подводным поднятием Эратосфен, который продолжается на восток прогибом Эль-Кабир и может интерпретироваться как преддуговой трог. Против — отсутствие островодужного вулканизма. Какова бы ни была природа дуги, она возникла ~17 млн лет назад, а до того тектоническая история была иной.

Зона Мамония на юго-западе о-ва Кипр состоит из нескольких тектонических покровов [Silantsev et al., 2005]. На нижнем покрове метаморфических пород с возрастом метаморфизма ~89–90 млн лет залегает полимиктовый серпентинитовый меланж, а верхние покровы состоят из вулканогенных, кремнистых и карбонатных пород от верхнего триаса до альба–сеномана. Центральная параавтохтонная зона Троодос — классический разрез палеоокеанической коры. Его магматическая часть имеет возраст 90–92.5 млн лет, а перекрывающие её пелагические осадки содержат радиолярии турона-сантона. Неоавтохтон обеих зон сложен карбонатами и терригенно-карбонатными осадками маастрихта–тортона, от которых плиоцен отделён мессинскими эвапоритами. Зона Кирения

на севере о-ва Кипр образована мелководными карбонатами верхнего триаса — мела, пелагическими карбонатами маастрихта–палеоцена и эоценовыми турбидитами [Robertson, 1998].

Согласно интерпретации описанных соотношений в работе [Krylov et al., 2005], с позднего триаса этот район был частью Тетиса. В сеноман–туроне на границе с Левантинским субокеаническим бассейном Неотетиса обособилась энсиматическая Протокипрская островная дуга, а за ней — задуговой бассейн зоны Троодос с проявлениями спрединга.

Однако убедительных признаков островодужной природы Протокипрской структуры нет, и более правильной представляется её трактовка как подводного поднятия, севернее которого Неотетис продолжался. Перед поднятием возник аккреционный комплекс Мамония, который в кампане приобрёл покровную структуру. В позднем кампане — раннем маастрихте севернее поднятия спрединг сменился мелководным осадконакоплением. В маастрихте произошли взаимосвязанные преобразования, выразившиеся во вращении зоны Троодос, надвигании на неё комплекса Мамония и надвигании северо-восточных продолжений зоны Троодос и комплекса Мамония (зоны Тамима) на Аравийскую плиту. После этой фазы деформаций относительно мелководное осадконакопление продолжалось в северном прогибе до позднего олигоцена — раннего миоцена, когда на прогиб надвинулась зона Кирения, что можно считать началом коллизии. После этого мелководное осадконакопление происходило до позднего плиоцена, когда поднятие привело к образованию современного о-ва Кипр. Между ним и Южным Тавром сохранился прогиб Киликия–Адана.

В смежной части Южно-Таврской зоны выделен меланжевый комплекс Мисис-Андирин (4 на рис. 29), нижнее структурное подразделение

которого сложено верхнемеловыми вулканитами островодужного типа и пелагическими осадками палеоцена — среднего эоцена [Robertson et al., 2004]. Его перекрывают тектонически брекчированные блоки мезозойских известняков, принесённые с карбонатной платформы Таврид вместе с обломками офиолитов Южно-Таврской зоны. Блоки и обломки сцементированы полимиктовым материалом турбидитового типа. Предполагается, что за фазой диастрофизма конца мела — начала палеогена, приведшей к обдукции офиолитов, последовало углубление реликтового бассейна Неотетиса в палеоцене — среднем эоцене.

Субдукция конца эоцена — олигоцена привела к образованию на северном континентальном склоне бассейна аккреционной призмы, сложенной материалом мезозойской океанской коры и её раннепалеогенового чехла. На отложения призмы сползли блоки карбонатного чехла Таврид. Затем последовали коллизия Таврид с Аравийской плитой и перекрытие аккреционной призмы нижнемиоценовыми осадками. Юго-западная часть реликтового бассейна сохранилась в виде впадины Киликия–Адана.

Уточняющие данные о времени перерастания субдукции в коллизию и о последующих тектонических преобразованиях получены для участка Южно-Таврской зоны и её южного обрамления западнее Восточно-Анатолийской зоны левых взбросо-сдвигов возле с. Чаджляансерит между г. Караманмараш и г. Малатья (5 на рис. 29) [Akinci et al., 2016]. Южно-Таврская зона образована здесь серией надвиговых пластин, в основании которых залегают грубообломочные породы с обломками офиолитов. Выше следует офиолитовый меланж, причём восточнее аналогичные офиолиты прорваны верхнемеловыми гранитными телами.

На офиолиты надвинут осадочный меланж Булгуркая, состоящий из глыб и олистостром метаморфических пород формации Малатья, верхнемеловых и эоценовых мелководных известняков и песчаников, сцементированных метаморфизованным пелагическим материалом. Верхняя пластина образована метаморфическим комплексом Малатья, представляющим собой фундамент Таврид. Форланд Аравии сложен эоценовыми и нижнемиоценовыми карбонатами, замещавшимися в раннем–среднем миоцене к северу относительно глубоководными турбидитами, материал которых поступал с Таврид. Предполагается, что офиолиты представляют фун-

дамент субдуцировавшей под Тавриды коры остаточного бассейна Неотетиса, а матрикс осадочного меланжа Булгуркая — её чехол, причём формация Булгуркая является аккреционной линзой на Таврской стороне прогиба.

Коллизия началась в олигоцене — раннем миоцене, и нижне-среднемиоценовые турбидиты отлагались в прогибе, возникшем при надвигании Таврид на край Аравийской плиты. Надвигание продолжалось и позднее. Из-за связанного с ним подъёма края Таврид увеличился снос обломочного материала, приведший к накоплению южнее надвиговой зоны верхнемиоцен-плиоценовых аллювиально-пролювиальных толщ. Усиление поднятия Таврского хребта в конце плиоцена — начале плейстоцена отразилось в возрастании грубообломочности отложений. Продолжавшееся давление Таврид вызвало их прогрессирующую складчатость, которая в плиоцене–квартере осложнилась левосдвиговыми смещениями вдоль Восточно-Анатолийской зоны разломов.

На северо-восточном фланге Аравийской плиты, в зоне Главного Загросского надвига (ГН на рис. 29), сохранились деформированные следы субдукции Неотетиса в виде мезозойских офиолитов и относительно глубоководных палеоцен-эоценовых отложений [Golonka, 2004]. После их деформации между Аравийской плитой и структурами Центрального Ирана, отделёнными зоной Главного надвига, сохранялся реликтовый бассейн [Неотектоника..., 2012]. В его обращённой к надвигу северо-восточной части в течение олигоцена, раннего и, возможно, части среднего миоцена отлагалась терригенная формация Резак, замещавшаяся на краю Аравийской плиты более мелководными отложениями.

Последовавшее затем накопление песчано-глинистой формации Мишан (средний и, возможно, верхний миоцен) происходило уже в коллизионных условиях в Месопотамском передовом прогибе. Обломочный материал для этой формации поступал с северо-восточного крыла надвига, из Санандадж-Сирджанской зоны Центрального Ирана.

Постепенность перехода от субдукции к коллизии здесь обусловлена тем, что прилегающая часть Аравийской плиты, начиная с венда, устойчиво прогибалась, и мезозойско-палеогеновые отложения прогиба постепенно сменялись отложениями Неотетиса. Соответственно, сглаженным был и переход от утонённой континентальной коры к океанической. Граница кон-

тинентальной части плиты была неровной, и при сокращении остаточного прогиба Неотетиса разные её части достигли Главного надвига в разное время. Это обусловило поперечную сегментацию складчатого сооружения Загроста, возникшего при коллизии на прилегающей к Главному надвигу части передового прогиба. На юго-востоке, вблизи Персидского залива, различаются северо-западный сегмент Дезфул с континентальной корой (6 на рис. 29) и юго-восточный сегмент Фарс, где кора была утонённой и, возможно, более мафической (7 на рис. 29) [Неотектоника..., 2012].

Оба сегмента имеют вергентную на юго-запад складчато-надвиговую структуру. По характеру деформаций с СВ на ЮЗ выделены четыре зоны: Чешуйчатая, Высокого Загроста, Низкого Загроста и Предгорная. Их различают: интенсивность деформаций, наибольшая в Чешуйчатой зоне; средняя высота, ступенчато убывающая в юго-западном направлении, и, главное, время деформаций. В сегменте Фарс возраст грубой молассы, маркирующей фазу выражения развивавшихся антиклиналей в рельефе, последовательно изменялся с удалением от Главного надвига [Бачманов, 2001; Неотектоника..., 2012]. Рельефообразование в Чешуйчатой зоне началось в среднем-позднем миоцене, сразу после начала коллизии, и продолжалось до плиоцена. В Высоком Загросте эта эпоха охватывает диапазон времени от конца миоцена — начала плиоцена (5.3–4.9 млн лет) до конца плиоцена (2.7–2.3 млн лет), а в Низком Загросте — с позднего плиоцена — гелазия (3.1–2.3 млн лет) до позднего калабрия — начала среднего плейстоцена (1.2–0.7 млн лет). В Предгорной зоне она началась в конце раннего — начале среднего плейстоцена (0.9–0.5 млн лет назад) и продолжается поныне.

Согласно предложенной интерпретации эволюции Загроста [Неотектоника..., 2012], коллизионное сжатие в зоне Главного надвига привело к возникновению перед его фронтом в Чешуйчатой зоне пологих складок типа тех, что сейчас развиваются в Предгорной зоне (рис. 30). Складки прямо отражались в рельефе и, разрушаясь, служили источником обломочного материала, на первых порах относительно тонкого. По мере увеличения складчатых изгибов началось скольжение осадочного чехла по отдельным плоскостям, которые постепенно сливались в общий срыв в базальной вендской Ормузской формации эвапоритов. При этом интенсивность воздымания складчатой

зоны возрастала, что нашло отражение в формировании грубообломочной верхней части молассы.

Отслоенный фундамент, утолщаясь при сжатии, продолжал пододвигаться в зоне Главного надвига. Наконец, потенциал сжатия Чешуйчатой зоны исчерпался. Произошло её изостатическое поднятие. Одновременно глубинное пододвигание сместилось во фронт Чешуйчатой зоны. Перед ним началась такая же последовательность деформаций, приведшая к формированию Высокого Загроста, после чего аналогичные процессы происходили в Низком Загросте, а затем в Предгорной зоне (см. рис. 30). В сегменте Дезфул, где Ормузские эвапориты сокращены в мощности, масштабы срыва чехла и ширина складчатых зон меньше, чем в сегменте Фарс.

В плиоцене-квартере эродированные Высокий Загрост и Чешуйчатая зона испытали общее поднятие, которое в Дезфуле достигло большей высоты, чем в Фарсе, а также деформации и смещения по новому структурному плану. Важнейшим элементом новой системы стал Главный современный разлом Загроста — прямолинейный правый сдвиг с небольшой и переменной вертикальной компонентой смещений [Tchalenko, Braud, 1975; Berberian, 1976; Bachmanov et al., 2004]. Он простирается вдоль сегмента Дезфул примерно параллельно Главному надвигу, а в сегменте Фарс разветвляется на несколько сдвигов, отклоняющихся на юг.

На северо-западном фланге Аравийской плиты в позднем плиоцене — квартере произошла перестройка Трансформы Мёртвого моря, выразившаяся образованием её новых ветвей, Ямунне в Ливане и Эль-Габ на западе Сирии, в которых сосредоточилась главная часть левосдвигового перемещения. Одновременно усилился рост прибрежных антиклиналей — Ливанского и расположенного севернее Берегового хребта. Береговая антиклиналь (8 на рис. 29) возникла не позднее миоцена, но к концу миоцена была эродирована, и на её выровненную поверхность излились базальты возрастом от 6.4 до 4.1 млн лет [Неотектоника..., 2012].

Возле Средиземного моря южнее г. Баниас базальты с признаками взаимодействия с морской водой сейчас подняты на 260–300 м над уровнем моря. В осевой части антиклинали базальты находятся на высотах до 800 м, а на восточном крыле, где их мощность возрастает, кровля базальтов расположена на высотах до 400 м, а подошва — на 100–150 м ниже.

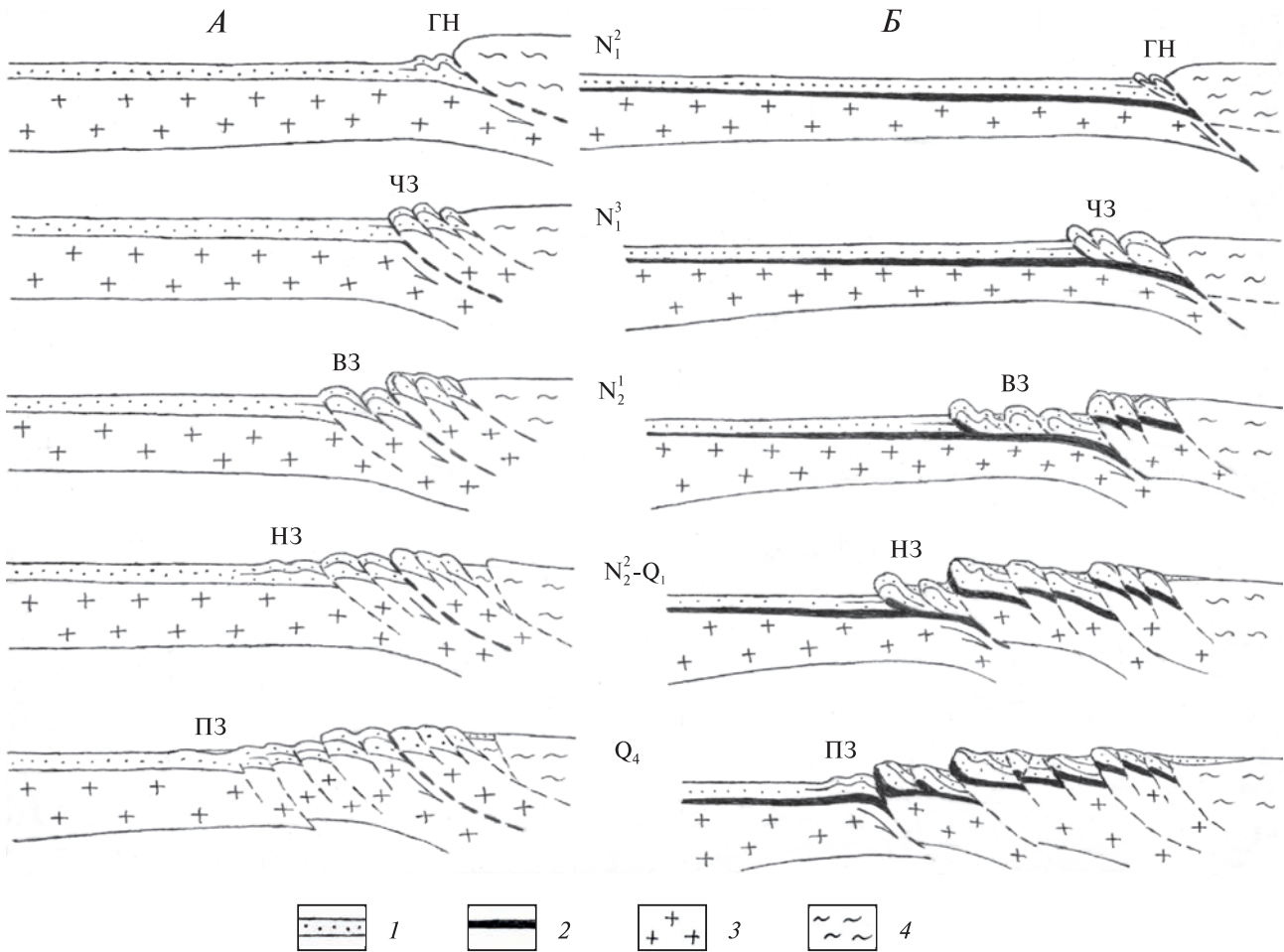


Рис. 30. Принципиальная схема развития складчато-надвиговых деформаций и рельефа Загроса в провинциях Дезфул (А) и Фарс (Б)

1 — осадочный чехол; 2 — Ормузская формация венда в основании осадочного чехла; 3 — кристаллическая часть земной коры; 4 — фундамент Санандаж-Сирджанской зоны Центрального Ирана.

Буквенные обозначения. ГН — Главный надвиг Загроса; тектонические зоны: ЧЗ — Чешуйчатая, ВЗ — Высокого Загроса, НЗ — Низкого Загроса, ПЗ — Предгорная

Следовательно, осевая часть Берегового антиклинального хребта поднялась за последние ~4 млн лет на 800 м со средней скоростью 0.2 мм/год. Севернее, где хребет достигает высот 1500–1800 м, скорость была, вероятно, выше. Скорость подъёма со среднего плейстоцена определена по высоте террас, т.е. величине врез р. Эль-Кабир на севере антиклинали. Скорость составляет 0.22–0.28 мм/год [Trifonov et al., 2014]. Большой величиной оценивается скорость плиоцен-четвертичного поднятия Ливанского хребта, достигающего высот 1500–3000 м (9 на рис. 29) [Gomez et al., 2006].

Во внутренних областях Аравийско-Кавказского сегмента коллизионное развитие отличалось большим разнообразием, при котором помимо структурного и седиментационного эффекта

изменявшихся тектонических движений важную роль играл вулканизм. В качестве характерных примеров рассматриваются бассейн р. Евфрата в районе городов Элязиг и Малатья и Северо-Западная Армения. На участке в бассейне Евфрата (10 на рис. 29), помимо выходов метаморфических пород палеозоя (формация Малатья) и нижнего мезозоя, широко представлены сенонские известково-щелочные вулканы островодужного типа с гранитными телами, которые можно рассматривать как проявления вулканического пояса активной окраины Неотетиса. Они перекрыты маастрихтскими рифовыми известняками. Выше несогласно залегают нижнепалеоценовые красноцветные конгломераты, свидетельствующие о локальном появлении первых субэаральных подня-

тий. Их с размывом перекрывают шельфовые известняки верхнего палеоцена — нижнего эоцена, а в среднем эоцене — раннем олигоцене происходит резкое углубление бассейнов осадконакопления. В них накапливаются склоновые терригенные отложения, имеющие вид клиноформ, содержащие олистостромы и демонстрирующие переход от шельфовых фаций к глубоководным [Cronin et al., 2005; Çelik, 2012].

С заполнением бассейнов в них вновь накапливаются шельфовые карбонаты, а в олигоцене — среднем миоцене накопленные толщи деформируются. В итоге формируется слабо-контрастный рельеф с поднятиями не выше низкогорных, о чём свидетельствует тонкообломочность озёрных и аллювиальных отложений верхнего миоцена и плиоцена во впадинах. На части территории накапливались продукты вулканизма. Тогда же, скорее всего, не ранее плиоцена, закладывается развивающаяся поныне система крупных сдвигов региона, среди которых ведущая роль принадлежит Восточно-Анатолийской и Северо-Анатолийской зонам. Верхнемиоцен-плиоценовые отложения подверглись слабой складчатости, после чего началось быстрое поднятие, на которое указывает грубый состав нижнеплейстоценового аллювия. Рельеф становится среднегорным, а отдельные вершины достигают 3000 м.

Примерно те же хронологические рубежи установлены в Северной Армении (рис. 31), но роль вулканизма здесь больше. Продукты извержений занимают существенное место среди эоценовых отложений, испытавших значительную складчатость с конца среднего эоцена до олигоцена [Асланян, 1958]. Выявленные на Малом Кавказе олигоценные молассы указывают на возникновение локальных субаэральных поднятий. После относительного затишья проявления тектонических и магматических процессов активизировались в позднем миоцене и усилились в плиоцене–квартере [Милановский, 1968]. Заполнение основными лавами начала плейстоцена Верхнеахурянской, Лорийской и Ширакской впадин и связанных с ними речных долин свидетельствует о существовании расчленённого рельефа с амплитудами относительных превышений в сотни метров.

В развитии выраженных в рельефе элементов позднекайнозойской структуры Северо-Западной Армении на первых порах преобладала продольная тектоническая зональность,

предопределённая её унаследованностью от более древних структур и, прежде всего, положения офиолитовой сутуры позднего Мезотетиса — Севано-Акеринской зоны [Adamia et al., 2011].

Однако уже в мессинии и более явно с позднего плиоцена обозначились новые тенденции. Они определялись двумя геодинамическими факторами.

Один из них — коллизионное взаимодействие литосферных блоков, выраженное образованием и развитием системы сдвигов, среди которых главными являются правосдвиговая Памбак-Севан-Сюникская зона [Karakhanian et al., 2004] и надстраивающий её Джавахетский разлом [Pasquare et al., 2011; Karakhanian et al., 2012]. С ними связаны присдвиговые впадины: Памбакские, отчасти Севанская, а также депрессия оз. Мадатапа и р. Даличай на западном склоне Джавахетского хребта.

Другой фактор — развитие поперечной к альпийской структуре зоны, которую Е.Е. Милановский [1968] назвал Транскавказским поперечным поднятием. Это флексура с поднятым западным крылом, осложнённым дополнительным прифлексурным валом, и, вместе с тем, полоса вулканизма, к которой приурочены Арагац и осевые вулканы Джавахетского хребта. Лорийская, Верхнеахурянская и Ширакская впадины примыкают к поперечной зоне, причём эпоха наиболее интенсивного погружения впадин совпадает с эпохой вулканической активности на их обрамлениях. Это может указывать на генетическую связь поперечного поднятия и впадин с магматизмом, предопределённым процессами в верхней мантии [Трифонов и др., 2017].

В течение последних 0.5 млн лет территория Северо-Западной Армении испытала значительное поднятие. Его величина рассчитана по глубине современного вреза крупных рек (Дзорагет и Дебед) в поверхность Лорийской впадины и с учётом флексурно-разломных нарушений поверхности впадин и соседних хребтов [Trifonov, Lyubin et al., 2016]. Величина подъёма составила: ~350 м — в Лорийской впадине, не менее 500 м — в Верхнеахурянской впадине и 600–800 м — в соседних хребтах, Базумском и Джавахетском. Соответственно, скорости поднятия достигали 0.7–1.0 мм/год во впадинах и 1.2–1.6 мм/год в хребтах. До этого подъёма рельеф был среднегорным, и выше 2000 м поднимались лишь некоторые вулканы.

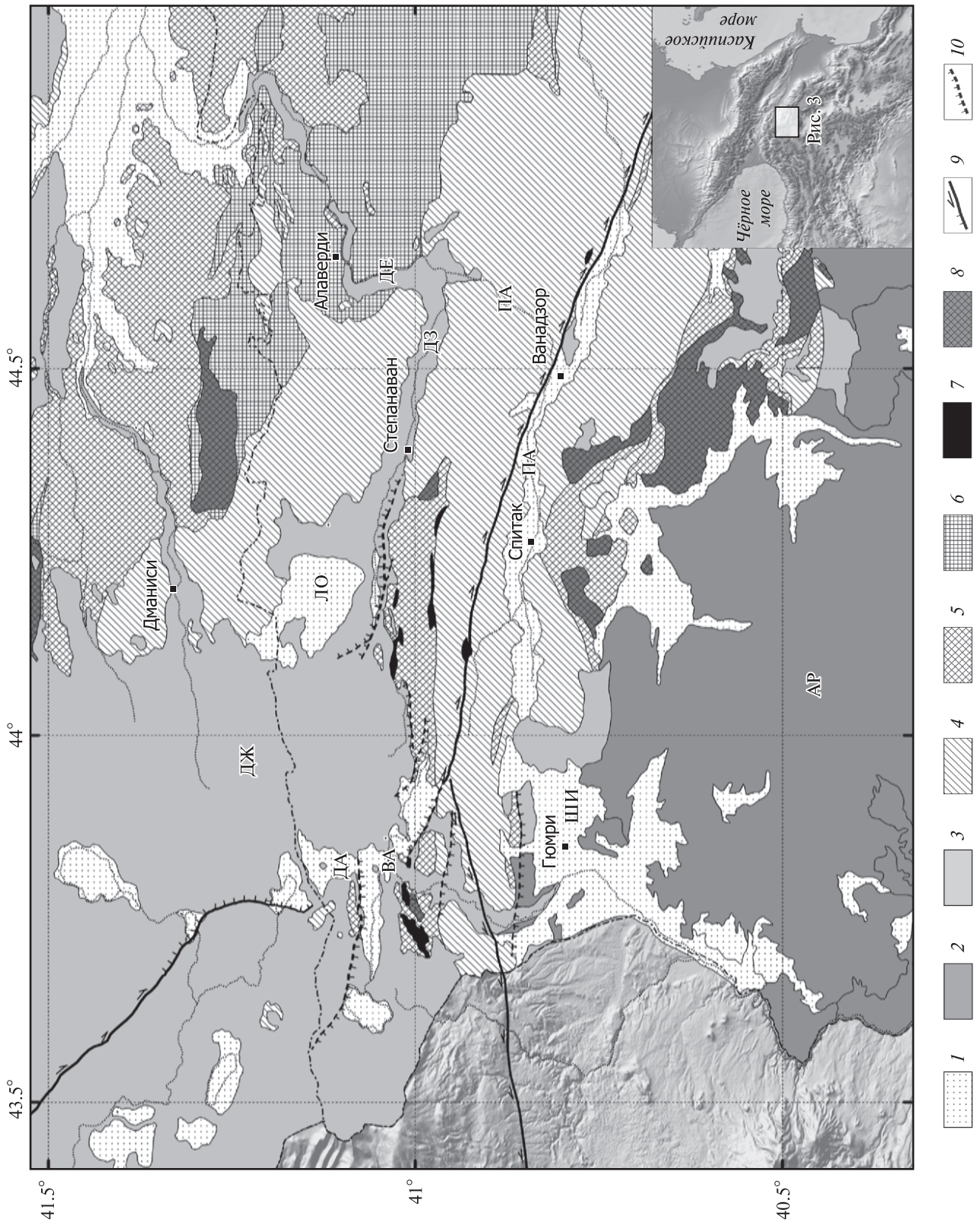




Рис. 31. Схематичная геологическая карта Северо-Западной Армении, по [Trifonov, Lyubin et al., 2016] с изменениями и дополнениями

1 — четвертичные отложения; 2 — вулканиты конца нижнего и среднего плейстоцена (Арагац и Араилер); 3 — плиоцен-нижнечетвертичные вулканиты; 4 — палеоген; 5 — мел; 6 — юра; 7 — мезозойские офиолиты, габброиды и ультрабазиты; 8 — палеозой; 9 — главные разломы; 10 — флексурно-разломные зоны.

Буквенные обозначения. АР — вулкан Арагац, ВА — Верхнеахурянская впадина; ДА — р. Даличай, ДЕ — р. Дебед, ДЗ — р. Дзорагет, ДЖ — Джавахетский хребет, ЛО — Лорийская впадина, ПА — р. Памбак, ШИ — Ширакская впадина

Северный фланг Аравийско-Кавказского сегмента представлен Большим Кавказом. Для определения места горообразования в его эволюции на коллизионном этапе развития решались три задачи: реконструкция мощности и строения земной коры к началу её альпийской деформации; оценка поперечного укорочения, утолщения, преобразования и подъёма коры под действием сжатия; сопоставление этих деформационных поднятий с современным рельефом, чтобы выяснить преобразование деформированной коры в современное горное сооружение [Трифонов, 2016].

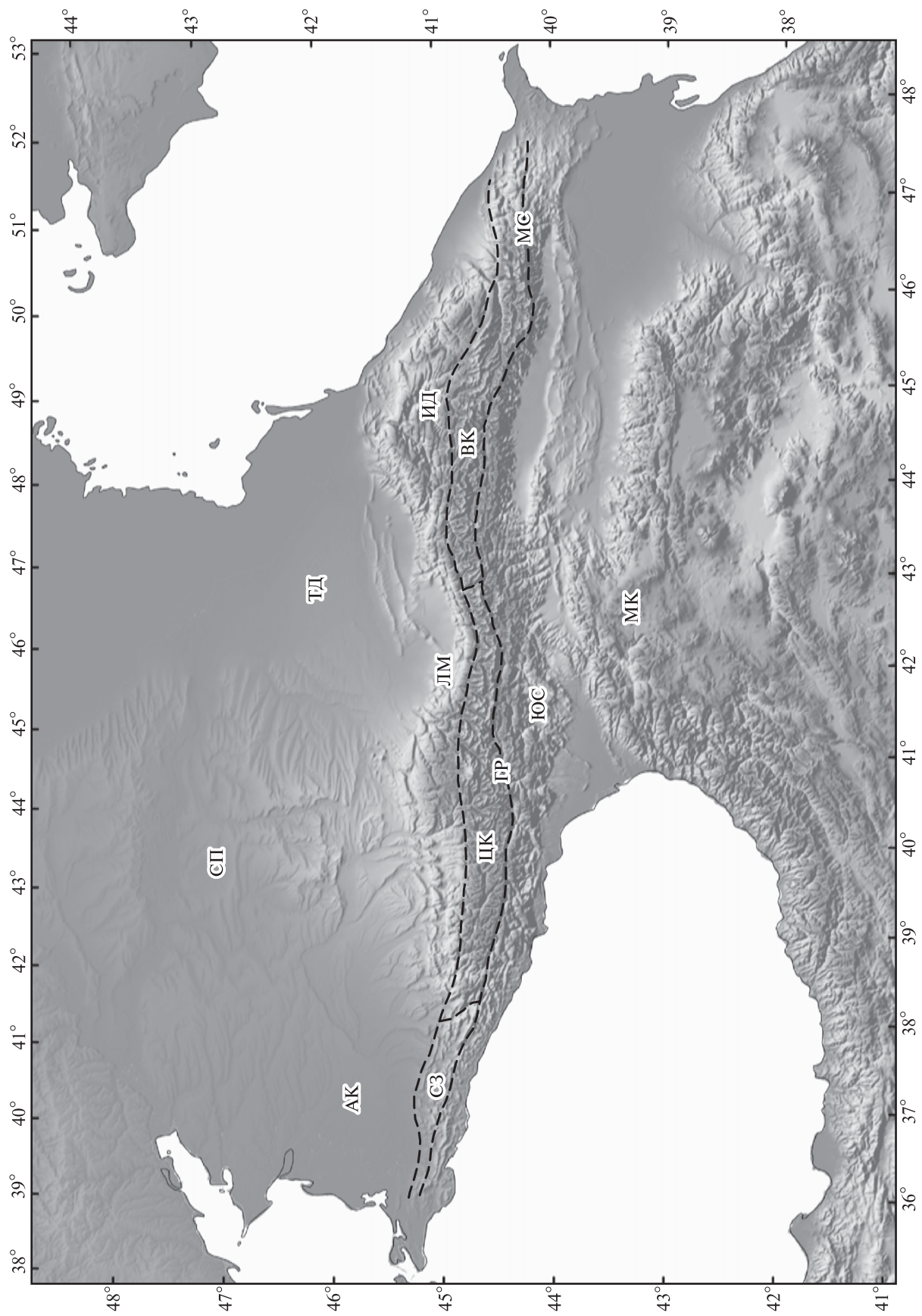
Важнейшие сведения о мезозойско-кайнозойской геологии Большого Кавказа почерпнуты из работ [Милановский, Хаин, 1963; Панов, 1988; Копп, Щерба, 1998; Большой Кавказ..., 2007; Маринин, Расцветаев, 2008]. Большая часть Большого Кавказа сформировалась на краю эпипалеозойской Скифской платформы, слабо деформированная часть которой отделена от Большого Кавказа передовыми прогибами, Азово-Кубанским на западе и Терско-Дербентским на востоке (рис. 32). Вдоль северного склона Большого Кавказа протягивается переходная Лабино-Малкинская зона, которая в центре и на востоке включает в себя Восточно-Балкарскую подзону и Известняковый Дагестан [Большой Кавказ..., 2007]. На северо-западе зона скрыта под моласами края Азово-Кубанского прогиба. Мощность осадочного чехла зоны варьирует от 5–5.5 км в центре до 6.5–7 км на востоке и ~10 км на северо-западе.

Большой Кавказ разделяется на северо-западный, центральный и восточный сегменты. Северо-Западный Кавказ сложен юрскими, меловыми и по периферии палеогеновыми толщами общей мощностью до 14 км. На большей части Восточного Кавказа обнажаются ниже-среднеюрские отложения, испытавшие киммерийскую (предбатскую и предкелловейскую) складчатость. Их мощность возрастает к югу от ~6 км до 8–8.5 км. Судя по выходам верхнеюрско-палеогеновых отложений на периферии сегмен-

та, они покрывали ниже-среднеюрские толщи, причём мощность верхнеюрско-палеогеновых отложений уменьшалась к югу. В итоге общую мощность юрско-палеогенового чехла в начале миоцена можно оценить на Восточном Кавказе примерно в 11 км. В центре Кавказа ниже-среднеюрские толщи были интенсивно дислоцированы киммерийской складчатостью и сохранились в сжатых синклиналиях между выходами пород палеозойского основания. В дальнейшем этот выступ фундамента был перекрыт верхнеюрско-палеогеновыми отложениями, мощность которых в начале миоцена предположительно оценивается в 2–2.5 км.

Южная часть горного сооружения, выделяемая как Зона южного склона (ЗЮС), имеет принципиально иное строение и историю. ЗЮС отделена от Большого Кавказа крупной зоной разломов, известной в его центральной части как Главный Кавказский разлом и продолжающейся на СЗ Гойтх-Гогопсинским и Безепским разломами, а на ЮВ — Ахтычайским разломом. В современной структуре Главный разлом круто наклонён на север и является взбросом с возможной сдвиговой компонентой. ЗЮС неоднородна. Её часть, прилегающая к Главному разлому, сложена мощными ниже-среднеюрскими отложениями, а более южная — преимущественно флишевыми толщами верхней юры — эоцена. Мощные отложения нижней и средней юры продолжают под флишевые толщи, а последние, вероятно, продолжались в северную часть зоны, но были размыты. Обе части ЗЮС представляли в начале миоцена единый прогиб с мощностью чехла 15–20 км.

В эоцене этот прогиб был частью субширотного кулисного ряда впадин Паратетиса, протянувшегося от Внешней зоны Карпат до Южного Каспия и Северного Ирана (рис. 33). Впадины простирались на СЗ–ЮВ, и северо-западное окончание каждой более восточной впадины начиналось севернее юго-восточного окончания более западной впадины [Трифонов и др., 2012].



Эти впадины разделялись перемычками северо-западного простирания, частью бывшими областями мелководья. Южнее находился Сабзеварский прогиб, достигавший на западе Талыша, продолжавшийся на восток Герирудским прогибом в Афганистане и сообщавшийся с Предмакранским реликтом Неотетиса через Восточно-Иранский бассейн [Казьмин и др., 2010].

Высказывались соображения о меловом и местами позднеюрском рифтинге как источнике прогибания. Однако в эоцене эти унаследованные от мела прогибы не демонстрировали магматических признаков спрединга или глубинного рифтинга. Выявлено поперечное укорочение, связанное с пододвижением Кавказского прогиба под Малый Кавказ и сопровождавшееся накоплением флиша и тектоногравитационных микститов [Леонов, 1975; Большой Кавказ..., 2007], а также вулканизмом на сопредельных территориях. Поэтому отмеченное М.Л. Коппом и И.Г. Щерба [1998] углубление прогибов Карпато-Большо-Кавказской системы в палеогене следует связывать не с растяжением, а с другими причинами, возможно, уплотнением нижнекорковых мафических пород в результате метаморфизма.

Деформации, охватившие в конце эоцена и в олигоцене внутренние зоны Аравийско-Кавказского сегмента орогенического пояса, привели к закрытию Сабзеварского прогиба и прогиба северного фланга Карпат, но слабо проявились в Кавказском прогибе и к северу от него. В олигоцене он даже углубился, несмотря на глобальную регрессию, особенно интенсивную в начале позднего олигоцена, а эпиконтинентальное море трансгрессировало на большую часть Большого Кавказа и смежную с ним и

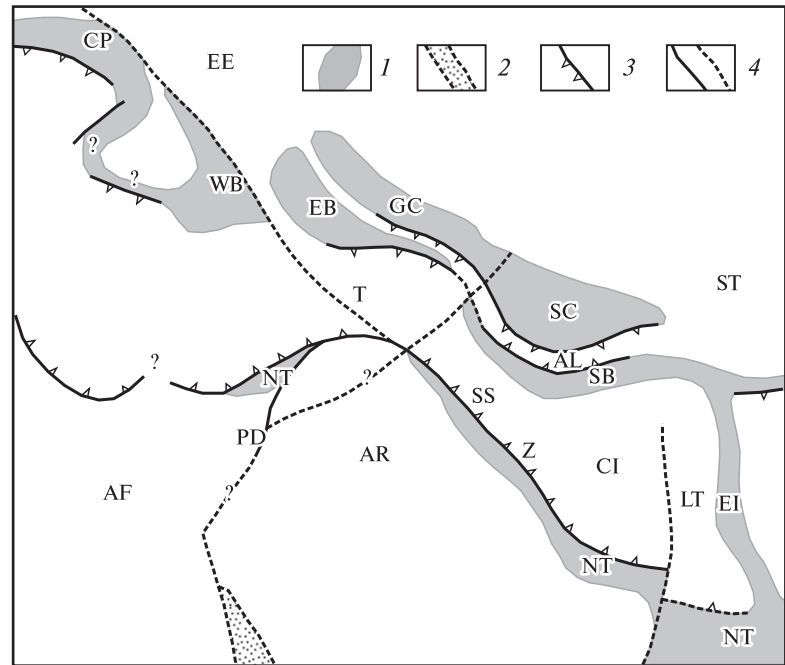


Рис. 33. Принципиальная схема расположения прогибов с утонённой (субокеанической?) корой, существовавших в Аравийско-Кавказском регионе в эоцене (~45 млн лет назад), [Неотектоника..., 2012]

1 — бассейны с утонённой корой; 2 — проторифтовый прогиб Красного моря; 3 — крупнейшие надвиги и зоны субдукции; 4 — главные трансформные и другие разломы и их предполагаемые продолжения.

Буквенные обозначения. AF — Африканская плита, AL — Эльбурс, AR — Аравийская плита, CI — Центрально-Иранская микроплита, CP — бассейн Внешней зоны Карпат, EB — Восточно-Черноморский бассейн, EE — Восточно-Европейская платформа, EI — Восточно-Иранский прогиб, GC — бассейн Большого Кавказа, LT — Лутская микроплита, NT — реликты Неотетиса, PD — Прото-Левантская трансформная зона, SB — Сабзеварский бассейн, SC — бассейн Южного Каспия, SS — зона Санандаж-Синджар, ST — Скифско-Туранская платформа, T — Прото-Северо-Анатолийская зона разломов, продолжающаяся разломом Печенега-Камена и линией Торнквиста, WB — Западно-Черноморский бассейн, Z — Главный надвиг Загроста

Карпатами часть Скифской платформы [Копп, Щерба, 1998].

В раннем миоцене привнос обломочного материала в осадочные бассейны сокращается. Происходят обмеление, и затем закрытие кавказских прогибов Паратетиса, и в конце раннего миоцена и в среднем миоцене слагающие их осадки испытывают складчатость [Большой Кавказ..., 2007].

←

Рис. 32. Большой Кавказ

Буквенные обозначения. АК — Азово-Кубанский прогиб, ЦК — Центральный Кавказ, ВК — Восточный Кавказ, МК — Малый Кавказ, ИД — Известняковый Дагестан, ЛМ — Лабино-Малкинская зона, ГР — Главный Кавказский разлом, СЗ — Северо-Западный Кавказ, СП — Скифская эпипалеозойская платформа, ЮС — Зона южного склона, ТД — Терско-Дербентский прогиб

Таблица 2. Расчётные характеристики земной коры Большого Кавказа в раннем миоцене

Тектоническая зона	Мощность, км		Плотность фундамента, г/см ³	Поверхность Мохо, км
	юрско-палеогеновый чехол	фундамент		
Зона южного склона	18±2	~16±1	2.93	~34±2
Северо-Западный Кавказ	~14	~21	2.9	~35
Центральный Кавказ	2–2.5?	~40	2.83	~42
Восточный Кавказ	~11	~25	2.87	~36
Лабино-Малкинская зона				
западный сегмент	~10	~26	2.85	~36
центральный сегмент	~5	~34	2.84	~39
восточный сегмент	~7	~31	2.85	~38

Таблица 3. Расчётная величина утолщения коры при складчатости и связанного с ним изостатического поднятия поверхности Большого Кавказа

Тектоническая зона	Исходная мощность коры, км	Укорочение, %	Постскладчатая мощность коры, км	Утолщение коры, км	Изостатическое поднятие, км
Зона южного склона	~34±2	~50	~68±4	~34±2	~4.8–5.4
Северо-Западный Кавказ	~35	~20	~44	~9	~1.4
Центральный Кавказ, киммерийский	~38?	20–30?	~48–52?	~10–14?	~1.5–2.1?
Центральный Кавказ, позднеальпийский	~42	10–20?	~47–52	~5–10?	~0.8–1.5?
Восточный Кавказ, киммерийский	~38	20–30	~48–52	~10–14	~1.5–2.1
Восточный Кавказ, позднеальпийский	~36	10–20	~40–45	~4–9	~0.6–1.4
Известняковый Дагестан	~38	10–20	~42–48	~4–10	~0.6–1.5
Лабино-Малкинская зона запад и центр	~36–39	< 10	~39–43	< 3–4	< 0.4–0.6

Принимая во внимание обоснованный М.Л. Коппом и И.Г. Щерба [1998] факт, что осадконакопление в разных зонах Большого Кавказа продолжалось по единому структурному плану в течение всего палеогена до начала миоцена, и этот план изменился лишь в конце раннего или в среднем миоцене в связи с указанными деформациями, именно этот рубеж следует признать главной фазой складчатости. В конце среднего и в начале позднего миоцена произошло также надвигание Внешней зоны Восточных Карпат на Фокшанскую впадину Предкарпатского прогиба [Artyushkov et al., 1996].

При реконструкции строения коры Большого Кавказа в начале миоцена, т.е. до главной фазы складчатости, принималось, что кора была изостатически выровнена и поверхность отклонялась от уровня моря не более, чем на 300 м, чему соответствовала бы континентальная кора мощностью 40–42 км и средней плот-

ностью 2.83 г/см³. Однако значительную часть коры составляет осадочный чехол с плотностью ~2.5 г/см³. Плотность пород фундамента под мощными осадочными бассейнами следует считать повышенной до 2.9–2.93 г/см³, по аналогии с другими сходными структурами [Артюшков, 1993]. Результаты реконструкции строения коры с такими параметрами приведены в табл. 2.

В процессе складчатости тектонические зоны Большого Кавказа испытывали поперечное укорочение, приводившее к утолщению коры и, как результат, её изостатическому поднятию. Величина такого поднятия оценивалась по предложенным Е.В. Артюшковым формулам (1) и (2) (см. параграф 3.1.2). Начальные мощности коры и плотности её кристаллической части в разных тектонических зонах взяты из табл. 2. Величины поперечного укорочения, по которым можно определить изначальную ширину

зоны, заимствованы из публикаций [Панов, 2002; Большой Кавказ..., 2007; Маринин, Расцветаев, 2008; Яковлев, 2006, 2008, 2012] и дополнены оценками автора для Лабино-Малкинской зоны и Известнякового Дагестана. Результаты расчётов приведены в табл. 3.

В Центральном Кавказе значительные деформации произошли в предбатское и предкелловейское время. Эти киммерийские фазы складчатости проявились также на Восточном Кавказе и слабее в Лабино-Малкинской зоне. В результате на Центральном Кавказе размыв значительной части нижне-среднеюрских отложений привёл к эксгумации палеозойского фундамента, и далее регион развивался как относительное поднятие.

Однако на Восточном Кавказе киммерийские деформации не вызвали значительного предкелловейского поднятия и размыва. Согласно данным глубинного сейсмического зондирования, поверхность Мохоровичича характеризуется там граничными скоростями $V_p = 8.2-8.3$ км/с. Ниже, на глубинах 59–66 км, выделяется слой с V_p , уменьшенными до 7.8 км/с, а под ним ещё один раздел с граничной скоростью $V_p = 8.5$ км/с [Краснопевцева, 1984].

Возможно, этот раздел является реликтом прежней подошвы коры, над которым кора была метаморфизована и приобрела мантийную плотность. Уплотнение компенсировало деформационное утолщение коры, отчего киммерийское поднятие оказалось незначительным.

Расчётная мощность коры, утолщённой альпийской складчатостью, отличается в большинстве зон Большого Кавказа от её современной мощности по сейсмическим данным (табл. 4). Наибольшие различия выявлены для ЗЮС. Её аномально высокое расчётное поднятие не подтверждается геофизическими, геоморфологическими и геологическими данными. Возможно, там, как и на Восточном Кавказе в киммерийское время, уплотнение нижней части коры компенсировало деформационное утолщение. В ходе главной фазы альпийских деформаций и сразу после неё, т.е. в конце раннего, в среднем и отчасти в позднем миоцене, в составе молассы преобладал тонкообломочный материал. Объяснить это глинисто-алевритовым составом источников сноса невозможно, поскольку среди них были и более прочные разности. Вероятно, высота поднятий не превышала среднегорных, что согласуется с приведёнными оценками изостатических поднятий, кроме ЗЮС.

Грубообломочный материал в разрезах молассы Большого Кавказа и его обрамления появляется в заметных количествах с позднего сармата (конец миоцена) и становится особенно обильным с плиоцена [Милановский, 1968; Щербакова, 1973]. По положению условной предорогеной поверхности, датированной поздним сарматом, т.е. поздним миоценом, Е.Е. Милановский [1968] определил амплитуды новейшего поднятия ($H_{сов}$ в табл. 4). Повсеместно, кроме Северо-Западного Кавказа и ЗЮС, современное поднятие больше расчётного деформационного. Это означает, что

Таблица 4. Сопоставление расчётных значений мощности земной коры (в км) до и после главной фазы позднеальпийской складчатости и соскладчатого поднятия с современными величинами мощности коры и поднятия поверхности Большого Кавказа

Тектоническая зона	$M_{дс}$	$O_{дс}$	$M_{пс}$	$O_{пс}$	$H_{пс}$	$M_{сов}$	$O_{сов}$	$H_{сов}$
I	32–36	16–20	64–72	32–40	4.8–5.4	35(3) — до 45–50 (Ц–В)	?	≤ 1.5 (3) — до 2.5–3.5 (Ц–В)
II	~35	~14	~44	~17	~1.4	~41	?	1–1.5
III	~42	2.5 (0–10)	~47–52		~0.8–1.5?	50–55	~2	2.5–3
IV	~36	~11	~40–45	~13	~0.6–1.4	54–55	~10	≥ 3
V	36–39	5–10	~39–43	~6–11	< 0.4–0.6	~43	?	0.5–2
VI	~38	~7	~42–48		~0.6–1.5	~45	?	1–2

Примечание. Тектонические зоны: I — зона Южного склона: З — запад, Ц — центр, В — восток; II — Северо-Западный Кавказ; III — Центральный Кавказ; IV — Восточный Кавказ; V — Лобинско-Малкинская зона; VI — Известняковый Дагестан.

Буквенные обозначения: $M_{дс}$ — доскладчатая мощность коры; $O_{дс}$ — доскладчатая мощность осадочного чехла; $M_{пс}$ — мощность коры после главной фазы складчатости; $O_{пс}$ — мощность осадочного чехла после главной фазы складчатости; $H_{пс}$ — постскладчатое поднятие поверхности; $M_{сов}$ — современное положение поверхности М (ниже уровня моря); $O_{сов}$ — современная мощность осадочного чехла; $H_{сов}$ — современное поднятие.

с конца миоцена [Милановский, 1968] или начала плиоцена [Карта новейшей тектоники..., 1971] Большой Кавказ испытал дополнительный подъём сверх того, что обусловлено утолщением коры при сжатии. Амплитуда подъёма достигала 1.5–2 км в Центральном и Восточном Кавказе. Показателен район Эльбруса, где Е.Е. Милановский [1968] отметил реликты древней низкогорной коры выветривания на высоте 3750 м. Очевидно, после её формирования район был поднят не менее чем на 3 км.

Ещё более выразительный пример быстрого поднятия демонстрирует разрез Мухтай II в дагестанских предгорьях Восточного Кавказа [Amirkhanov et al., 2016]. В этом разрезе мощностью 117 м, содержащем изделия древнейшего палеолита, на глубине 80 м найдены костные остатки крупных и мелких млекопитающих, по которым вмещающие слои отнесены к концу акчагыла (~2 млн лет). Они обратно намагничены и расположены ниже нормально намагниченного интервала, отождествляемого с эпизодом Олдувай. По литологическим признакам слои формировались в прибрежно-морских условиях. Сейчас они находятся на высоте ~1700 м. Принимая, что в конце акчагыла уровень Каспийского моря был близок к уровню Мирового океана, получаем, что за последние 2 млн лет территория поднялась на 1700 м, и поднятие происходило со скоростью 0.85 мм/год.

Усиление поднятия произошло, вероятно, на фоне уменьшения скорости поперечного укорочения, на что указывают как GPS-данные [Шевченко и др., 1999], так и результаты суммирования смещений по активным разломам [Трифонов и др., 2002]. Деформации главной фазы альпийской складчатости находили прямое отражение в рельефе. В современной структуре поверхности, кроме части Известнякового Дагестана, зон активных разломов и периклиналей Большого Кавказа, прямой рельеф является исключением. Очевидно, Северо-Западный Кавказ, где различие между расчётным складчатым поднятием и современной высотой поверхности невелико и преобладает инверсионный рельеф, также испытал дополнительный постскладчатый подъём, компенсированный избирательной эрозией.

3.2.3. Новейший вулканизм

В пределах Аравийско-Кавказского сегмента Альпийско-Гималайского пояса и его южного обрамления (Аравийская плита) вулканизм ши-

роко распространён (рис. 34). На Аравийской плите олигоцен-четвертичные базальты покрывают обширные площади от северных побережий Красного моря до Южной Турции [Segev, 2005; Trifonov et al., 2011]. Далее к северу, собственно в Альпийско-Гималайском поясе, известны многочисленные раннекайнозойские вулканические образования, приуроченные главным образом к периферии задуговых бассейнов Неотетиса и, вероятно, связанные с процессом их закрытия. В олигоцене имел место спад вулканизма и формировались небольшие гранитные и гранодиоритовые интрузии. В раннем и среднем миоцене проявления вулканизма фрагментарны.

Интенсивный вулканизм начался в позднем миоцене и продолжался до раннего плейстоцена, а его более слабые проявления отмечены в среднем и позднем плейстоцене и местами голоцене. Вулканизм охватил внутренние зоны орогенического пояса от Центральной Анатолии до Эльбурса, но в наибольшей степени проявился на территории Армянского нагорья. Уже в позднем миоцене он отмечен в центральной части Большого Кавказа (трахитовые экструзии района Кавказских Минеральных Вод), а максимальная активность Эльбурсского и Казбекского вулканических районов приходится на поздний плиоцен — ранний плейстоцен (2.8–1.5 млн лет) [Большой Кавказ..., 2007].

Признаки извержений исторического времени обнаружены на Армянском нагорье — на востоке Гегам-Вардениса (приразломные вулканы Сюникской и Поракской групп), Арарате и в Ванском районе (Тендурек и Немрут), а также на юго-востоке Центральной Анатолии (Эрджиясдаг и Хасандаг), Эльбрусе и вулкане Демаверд на севере Ирана [Трифонов, Караханян, 2008].

Новейшие вулканические проявления представлены широким спектром пород от базальтов до ультракислых риолитов, причём состав продуктов извержений в целом изменялся в антидромном направлении от андезито-дацитового к андезитовому и базальтовому [Милановский, Короновский, 1973]. Они принадлежат главным образом к известково-щелочному ряду, хотя по периферии вулканического ареала (район Кавказских Минеральных Вод, Казбек, северо-восток Армянского нагорья, вулкан Демаверд) отмечена повышенная щёлочность [Короновский, Дёмина, 1999, 2007; Имамвердиев, 2000].

В проблеме соотношений новейшего вулканизма с тектоникой следует различать два аспекта: — структурный контроль центров извержений;

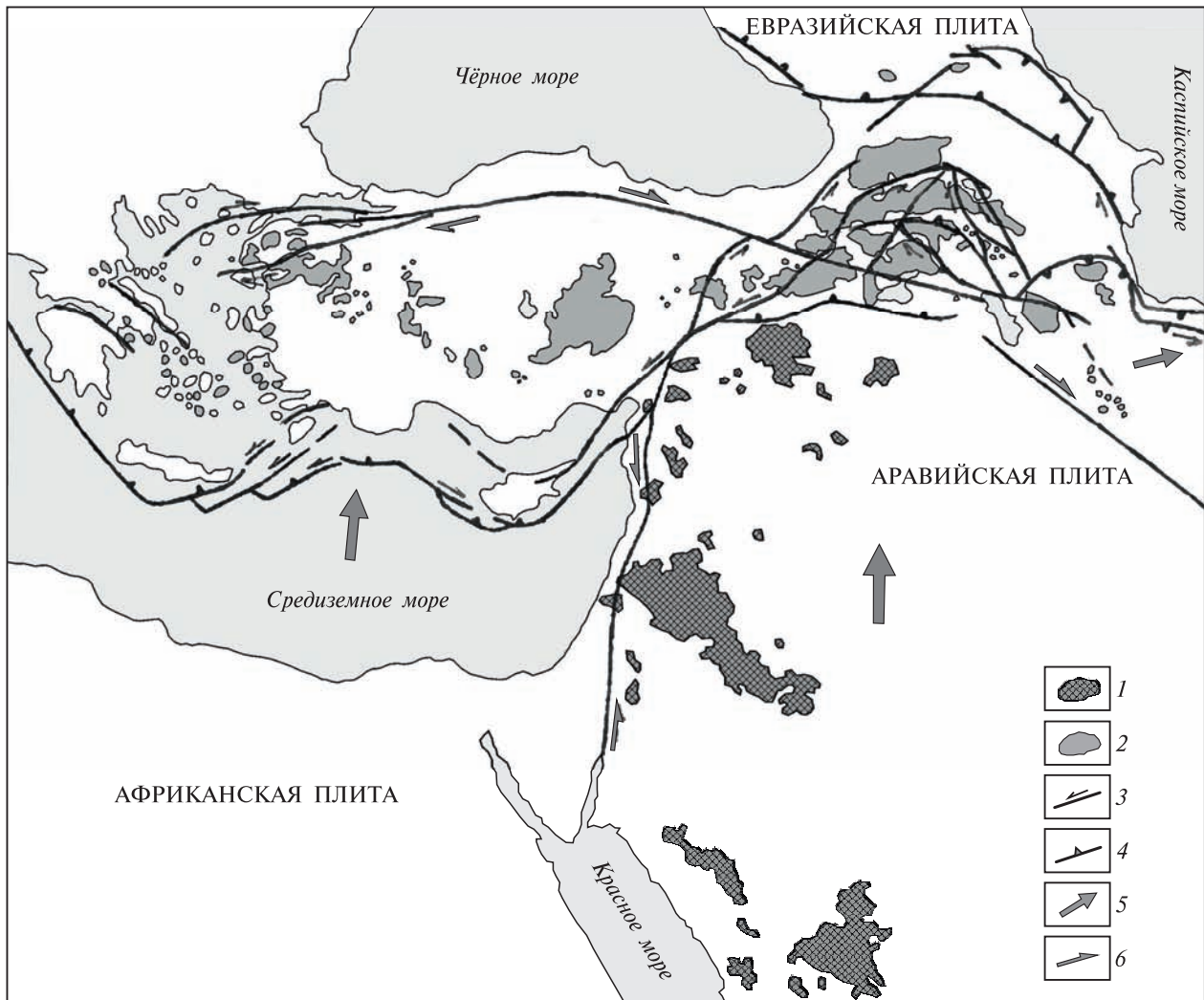


Рис. 34. Неоген-четвертичные вулканические образования и главные новейшие разломы Аравийско-Кавказского региона [Трифонов, Караханян, 2008]

1 — неоген-четвертичные базальты; 2 — неоген-четвертичные вулканиты известково-щелочного ряда; 3 — сдвиг; 4 — надвиг или взброс; 5 — направление движения горных масс; 6 — направление сдвиговых перемещений

— геодинамическая позиция магматических очагов, поставивших продукты извержений.

В пределах Армянского нагорья выявлены многочисленные примеры связи вулканов с зонами растяжения, которые чаще всего оперяют крупные сдвиги или возникают в участках их искривления или кулисного подставления сдвиговых сегментов [Трифонов, Караханян, 2008].

На плато Джебель Араб (Харрат Аш Шаам) на юге Сирии и в Иордании широко представлены зоны растяжения, оперяющие Левантский левый сдвиг (Трансформу Мёртвого моря) (см. рис. 27). Их простираение варьирует от северо-западного до меридионального. Мелкие лавовые вулканы расположены цепочками вдоль

таких зон и местами соединены зияющими трещинами. Цепочки паразитических кратеров на вулкане Арарат «нанизаны» на сбросы и правые сбросо-сдвиги, оперяющие в виде структуры «конского хвоста» правые сдвиги Маку и Балыкгель. Мелкие раннечетвертичные базальтовые вулканы расположены и вдоль сбросо-сдвигов самой Трансформы.

В ряде случаев вулканы тяготеют к участкам сдвиговых зон, отклоняющихся от генерального направления сдвига таким образом, что разломы приобретают сбросовую, т.е. растягивающую компоненту движений. Примером могут служить вулканы Сумсарского хребта [Лебедев и др., 2003], возникшие на северо-западном окончании Джавахетского правого сдвига, где его

простирается становится меридиональным. Подобная геодинамическая ситуация возникает и в структурах pull-apart, которые образуются между окончаниями соседних сегментов сдвига, расположенных эшелонированно друг относительно друга.

На рис. 35 и 36 представлены Сюникская и Поракская структуры pull-apart в зоне Ханарсарского правого сдвига. В Сюникской структуре мелкие позднеплейстоцен-голоценовые лавовые вулканы расположены субмеридионально вдоль пограничных сбросо-сдвигов или раздвигов того же простираения внутри структуры [Karakhanian et al., 1997]. В Поракской структуре одноимённый позднечетвертичный вулкан находится на её восточном сбросо-сдвиговом ограничении [Трифонов, Караханян, 2008]. Более крупными аналогами структур pull-apart являются миндалевидные структуры, возникающие между кулисно расположенными сдвигами (см. рис. 28). К структурам этого типа приурочены вулканы Гегамского и Варденисского нагорий, Арарат и Тендурек [Karakhanian et al., 2002]. Заметим, однако, что далеко не все новейшие вулканы связаны с разломами, имеющими растягивающую компоненту движений. Многие из них не обнаруживают никакой связи с элементами приповерхностной новейшей структуры.

Сложнее обстоит дело с определением геодинамической позиции магматических очагов. Все исследователи согласны, что базальты Аравийской плиты имеют мантийное происхождение. На это указывает существенное петрохимическое сходство базальтов [Stein, Hofmann, 1992]. Вулканические области развивались унаследованно, причём крупнейшие из них функционировали долгое время: Джебель Араб (Харрат Аш Шаам) — до 25 млн лет, Алеппское плато — до 15 млн лет [Неотектоника..., 2012]. На нагорье Джебель Араб установлено унаследование (до нескольких миллионов лет) даже зон магмовыводящих разломов. Признаки однонаправленной

миграции вулканизма отсутствуют. Поскольку Аравийская плита существенно переместилась за это время по латерали, такая унаследованность означает, что магматические очаги двигались вместе с плитой, т.е. располагались внутри литосферной мантии [Trifonov et al., 2011]. Этот геологический вывод совпадает с результатами геохимических исследований И.Вайнштейна [Segev, 2005], а также М.Лустрино и Е.В. Шаркова [Lustrino, Sharkov, 2006], которые на основе геохимического моделирования пришли к выводу, что наиболее примитивные магмы региона могли генерироваться шпинель-гранатсодержащими лерцолитовыми источниками на глубинах не более 90 км. Вместе с тем, хотя только часть вулканов и базальтовых полей обнаруживает связи с конкретными коровыми структурами плиты и её обрамления, изменения интенсивности и распространения вулканизма хронологически коррелируют с геодинамическими изменениями и тектоническими событиями на границах плиты [Trifonov et al., 2011; Неотектоника..., 2012]. В благоприятных условиях относительного растяжения вулканизм возобновлялся в прежних зонах и охватывал новые области. В области Шин геодинамически обусловленная декомпрессия литосферы вызвала изменение химизма извержений и обусловила структурную перестройку северной части Трансформы Мёртвого моря.

Термодинамические расчёты Н.В. Короновского и Л.И. Дёминой [1999, 2007], соотнесённые с результатами геохимических и петрологических исследований позднекайнозойских вулканитов самого орогенического пояса, показали, что генерация магм на юге Армянского нагорья происходила при давлениях $P = 1.1\text{--}1.2$ ГПа, характерных для верхов мантии, тогда как на севере нагорья и в Большом Кавказе глубина генерации магм понижалась до уровня с параметрами $P = 0.95\text{--}1.05$ ГПа, $T = 850\text{--}1100^\circ$, что соответствует глубинам 35–40 км.

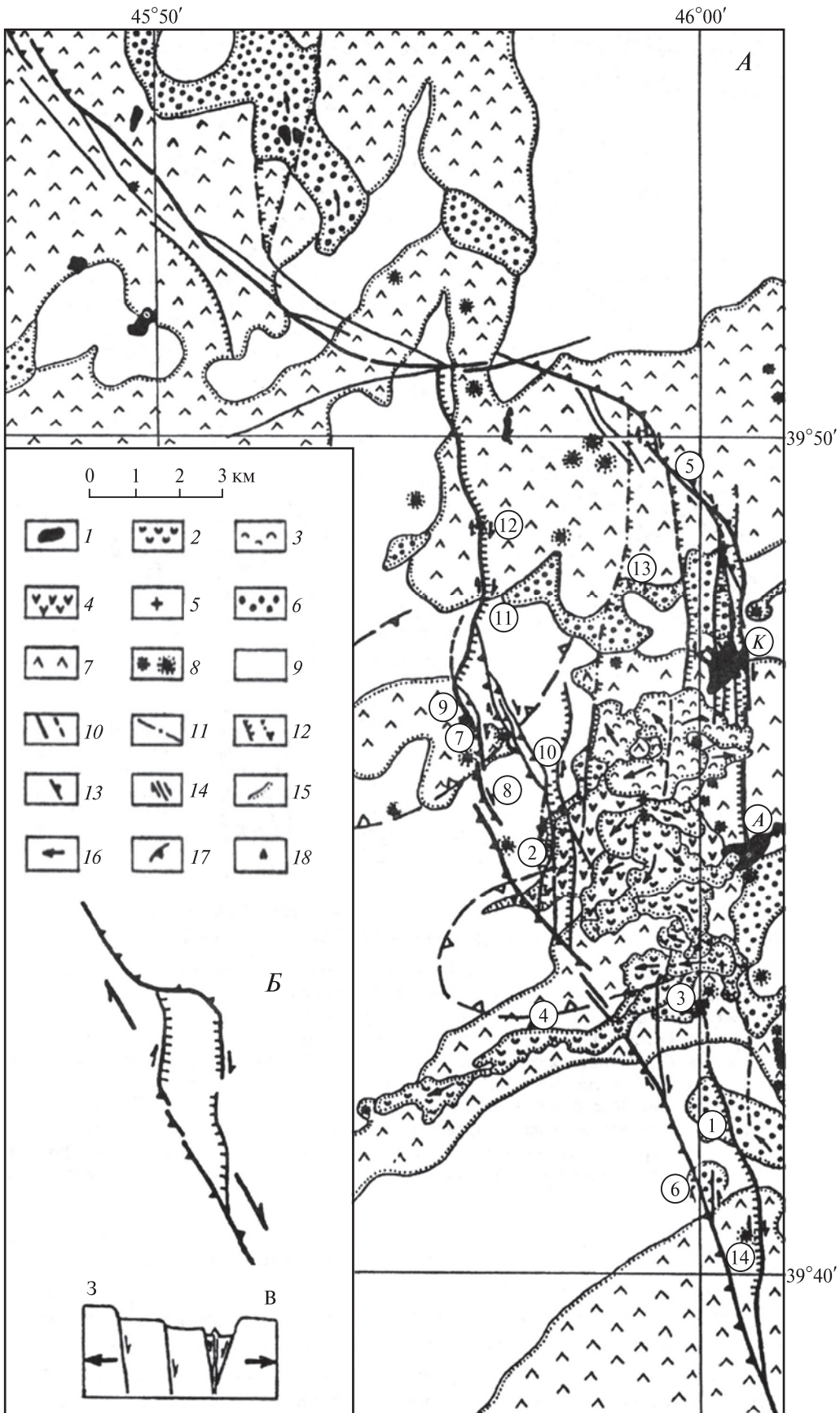
⇒

Рис. 35. Геологическая карта (А) и геодинамическая модель (Б) Сюникской структуры pull-apart [Karakhanian et al., 1997; Трифонов, Караханян, 2008]

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 риодациты; 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.

Буквенные обозначения. Озера: А — Агналич (Аллах-Ли), К — Карагель.

Цифры в кружках — пункты наблюдений (см. [Karakhanian et al., 1997])



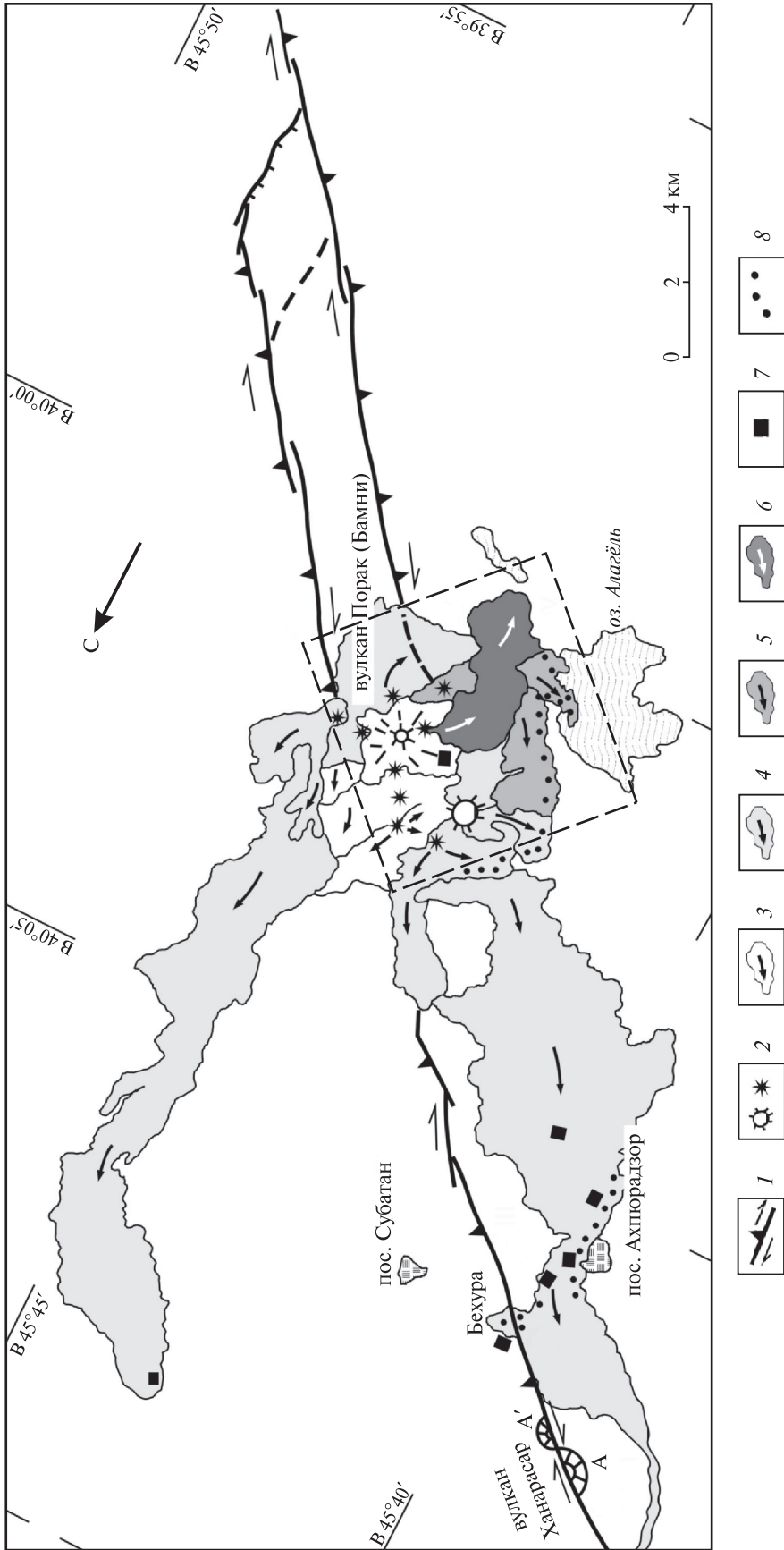


Рис. 36. Поракская структура риф-арат и расположенные в ней археологические памятники [Трифонов, Карахьян, 2008]

1 — ветви Ханарсарского разлома; 2 — центры извержений; 3 — постройки вулкана Порак и его древнейшие лавовые потоки (конец плейстоцена — начало голоцена); 4-6 — голоценовые лавовые потоки Порака: 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 — археологические памятники (средняя бронза — раннее железо): 7 — остатки поселений, 8 — оборонительные сооружения. Пунктиром выделена главная область вулканических извержений

На Армянском нагорье это самые низы земной коры, близкие к её подошве, а на Большом Кавказе — нижнекоровый слой [Краснопевцева, 1984]. В районе Эльбруса установлена глубина генерации кислых магм: $P = 0.5-0.7$ ГПа, соответствующая 17–25 км. Под Эльбрусом на глубинах 35–50 км обнаружен объём пород с пониженными скоростями сейсмических волн и повышенной электропроводностью, который можно идентифицировать с магматическим очагом [Новейший и современный вулканизм..., 2005]. Таким образом, очаги позднекайнозойского вулканизма региона находились главным образом в низах коры и вблизи границы кора–мантия.

Данные об изотопных соотношениях Sr–Nd–O в вулканических породах региона, как и высокие отношения $^3\text{He}/^4\text{He}$ в источниках Эльбруса и Казбека, свидетельствуют о поступлении в магматические очаги мантийного материала [Иванов и др., 1993; Бубнов и др., 1995; Поляк и др., 1998]. Ю.В. Карякин [1989] отметил черты сходства базальтов Армянского нагорья с базальтами энсиалических островных дуг и активных континентальных окраин. В подкоревой мантии Эльбрусского района установлено понижение на 1.5% скоростей сейсмических волн [Милановский и др., 1989].

Учитывая эти данные, Н.В. Короновский и Л.И. Дёмина [2007] предложили модель, согласно которой очаги позднекайнозойских магм в низах коры и самых верхах мантии возникли за счёт тепломассопереноса с более глубоких уровней мантии. Таким образом, магматические очаги и на Аравийской плите, и в соседнем сегменте коллизионного пояса находились или имели источники питания в мантийной части литосферы.

Чтобы понять генезис этих магматических образований, обратим внимание на общую конфигурацию областей вулканизма (см. рис. 34). Часть из них протягивается вдоль пояса от Анатолии до Северного Ирана. Источником этих очагов могло быть выделение тепла и флюидов при деформации сохранявшихся в литосфере слэбов субокеанской коры Мезотетиса.

Другая часть вулканических областей образует широкую полосу, которая вытянута поперёк пояса от Красного моря до Большого Кавказа (рис. 37) и является частью Восточно-Африканского–Транскавказского пояса кайнозойского вулканизма [Ярмолюк и др., 2004].

А.В. Ершов и А.М. Никишин [2004] отметили последовательное омолаживание вулканических пород в северном направлении. В Эфиопии извержения начались 55 млн лет назад [Казьмин,

1987]. На северо-восточном берегу Красного моря, в Саудовской Аравии, вулканизм начался 32–30 млн лет назад и продолжался до ~20 млн лет с максимумом 21–24 млн лет назад [Camp, Roobol, 1992]. В синайской части пояса дайки, силлы и экструзии имеют К–Аг даты от $24,8 \pm 1,5$ до $20,3 \pm 0,7$ млн лет [Segev, 2005]. В раннем миоцене (~20 млн лет назад) возникла Трансформа Мёртвого моря, сместившая этот дайковый пояс [Garfunkel, Ben-Avraham, 2001]. К концу олигоцена (~25–26 млн лет) относятся древнейшие зафиксированные извержения базальтов в нагорье Джебель Араб [Неотектоника..., 2012]. Более широкое распространение приобретают раннемиоценовые базальты с датами от 22 до 17 млн лет. Они занимают сравнительно узкую субмеридиональную полосу, протягивающуюся от этого нагорья до плато Алеппо и предгорий Курд-Дага. Полоса извержений продолжается в северную часть Аравийской плиты. В Турции получены К–Аг даты от 20 до 16 млн лет [Arger et al., 2000; Tatar et al., 2004]. На Армянском нагорье интенсивный вулканизм начался в конце миоцена и приобрёл широкое распространение в плиоцен–квартере [Лебедев и др., 2008; Trifonov, Lyubin et al., 2016]. К концу плиоцена и к четвертичному периоду относятся извержения в Эльбрусском и Казбекском районах Большого Кавказа [Новейший и современный вулканизм..., 2005].

Предполагается, что вулканизм субмеридиональной полосы обусловлен распространением от Эфиопско-Афарского нижнемантийного суперплюма к северу подлитосферного потока разогретого мантийного вещества, увлекавшего в это движение Аравийскую плиту [Неотектоника..., 2012]. В процессе перемещения поток эродировал и деформировал подошву литосферы плиты. Там в участках локальной декомпрессии возникали магматические очаги, которые в геодинамических условиях, подходящих для образования и функционирования магмовыводящих каналов, проявлялись вулканическими извержениями. Поскольку существование очагов энергетически поддерживалось подлитосферным потоком, они могли долгое время извергать вулканический материал в одних и тех же местах.

Зависимость вулканизма от геодинамической ситуации объясняет синхронность тектонических и вулканических событий на Аравийской плите. Локальные геодинамические изменения в области Шин не только привели к перестройке северной части Трансформы Мёртвого моря, но на время изменили геохимию извергавшихся базальтов [Lustrino, Sharkov, 2006].

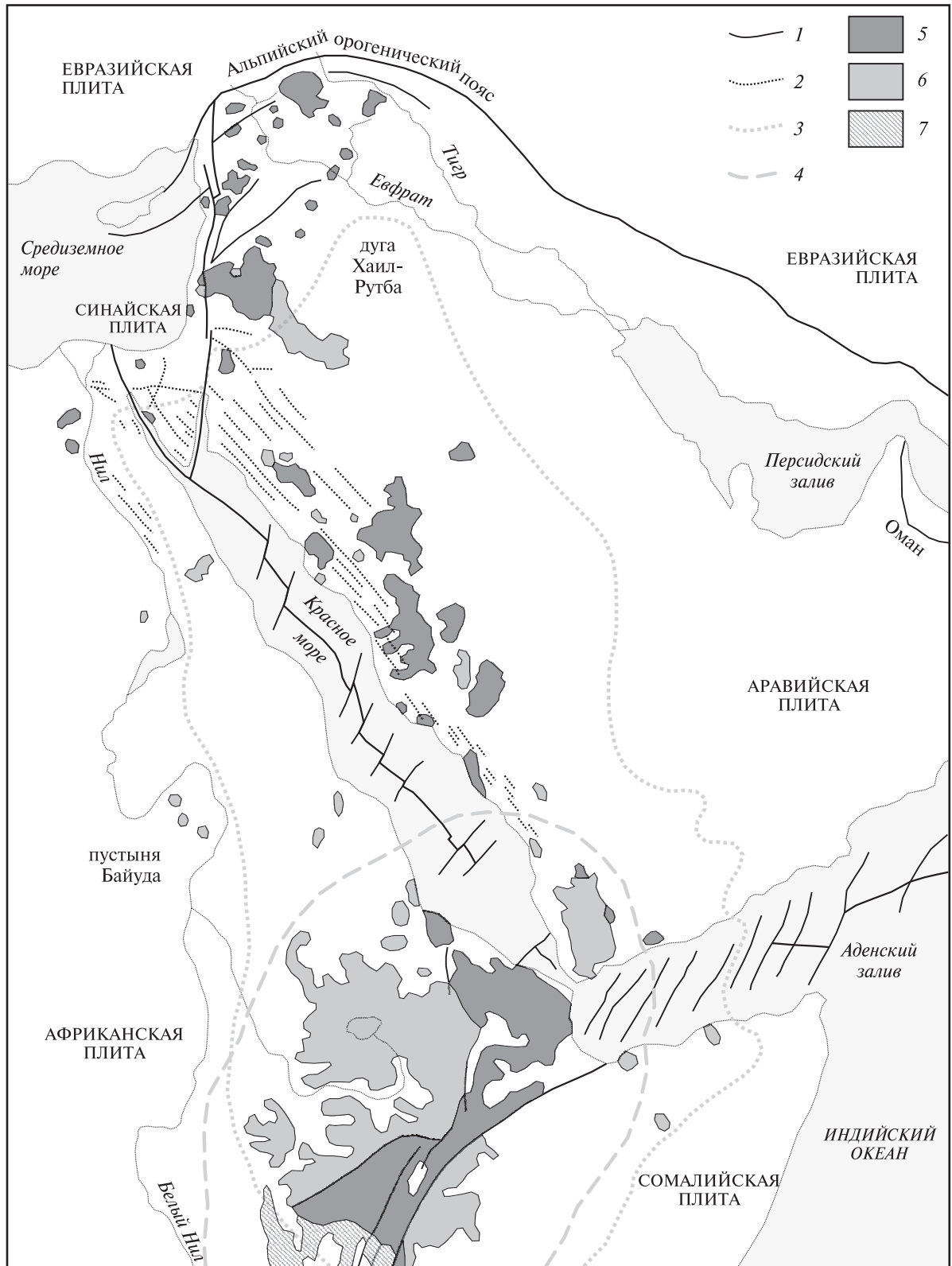


Рис. 37. Эфиопско-Аравийский плитный вулканизм, по [Segev, 2005] с дополнениями

1 — главные разломы; 2 — олигоцен-раннемиоценовые дайки; 3, 4 — границы: 3 — Afro-Аравийского купола, 4 — Эфиопско-Афарского мантийного суперплюма; 5-7 — проявления вулканизма: 5 — позднекайнозойские, 6 — среднекайнозойские, 7 — раннекайнозойские

Состав подлитосферного потока изменялся в процессе течения из-за частичной кристаллизации его вещества и вовлечения местного астеносферного материала. Плавление местного материала происходило и в возникавших в литосфере магматических очагах. В результате геохимические особенности Эфиопско-Афарского суперплюма устанавливаются только в базальтах юга и юго-запада Аравийской плиты, но не фиксируются в Сирии. В миоцене поток проник во внутренние зоны Альпийско-Гималайского пояса и позднее достиг Большого Кавказа. На Армянском нагорье траекторию его движения маркирует субмеридиональное относительное расположение Арарата, Арагаца и крупнейших вулканов Джавахетского нагорья. Территория Армянского нагорья стала перекрёстком, на который воздействовали оба источника магмообразования — субмеридиональный подлитосферный поток и магматическая регенерация слэбов океанской литосферы Мезотетиса, отчего новейший вулканизм был там особенно интенсивным.

3.3. Альпийская Европа

3.3.1. Тектоническая зональность

Под названием Альпийской Европы объединены горно-складчатые сооружения Эллинид, Динарид, Балкан, Карпат, Альп, Пиренеев, Апеннин, Сицилии, Тель-Атласа, Эр-Рифа, Бетских Кордильер и пограничные с ними морские и межгорные впадины: Паннонская, Тирренского, Лигурийского, Альборанского морей и др. (рис. 38).

Две главные структурные зоны определяют общую зональность региона. Это, во-первых, современная граница Альпийско-Гималайского пояса с Африканской плитой; во-вторых, сутура Мезотетиса, т.е. северная граница Африканской плиты до замыкания последнего.

Африканская плита представлена на южном фланге Альпийско-Гималайского пояса впадиной Ионического моря с утонённой континентальной и частично субокеанической корой; Адриатическим выступом с континентальной корой, на юге утонённой, и Африканской континентальной платформой. Современная граница плиты проходит вдоль Крито-Эллинской дуги с Эллинским жёлобом перед её фронтом, северозападнее огибает Адриатическое море и Ломбардскую низменность на его северо-западном по-

бережье, продолжается вдоль Апеннин, Калабрийско-Сицилийской дуги и южной части горно-складчатых сооружений Тель-Атласа и Эр-Рифа, достигая Атлантического океана югозападнее Гибралтара. В этой системе Адриатический выступ подобен северному выступу Аравийской плиты и Пенджабскому выступу Индийской платформы.

Офиолитовая мегазона Мезотетиса продолжается на северо-запад через Эгейское море, где местами вскрыта на Кикладах, аналогичную мегазону Анатолии. Офиолиты обнажаются в тектонических покровах и чешуях Эллинид и Динарид (Субпелагонийская, Вардарская, Златиборская и Сербская зоны), в Мурешской зоне Южных Карпат, в Трансильванских покровах Восточных Карпат, на севере Паннонской впадины и фиксируются скважинами под чехлом Паннонской и Трансильванской впадин и Закарпатского межгорного прогиба [Баженов, Буртман, 1990]. Среди офиолитов находятся массивы с доальпийской континентальной корой, тяготеющие по характеру отложений юры и нижнего мела к африканской или евразийской окраинам Тетиса.

Если восточнее Адриатического выступа можно говорить о пространственном разобщении другими зонами реликтов сутуры Мезотетиса и современной границы Африканской плиты (сутуры Неотетиса), то западнее выступа они представляют собой элементы единой развивающейся мегазоны. Само понятие Мезотетиса там теряет смысл, поскольку бассейн Тетиса существовал до эоцена.

Под Адриатическим выступом, как и под Южными Альпами, вероятно, находится континентальная кора, подобная обнажённой в зоне Ивреа-Ланцо Западных Альп [Mehnert, 1975]. Она сформировалась или была переработана в герцинское время. Осадочный чехол Адрии начинается эвапоритами верхнего триаса, выше которых до олигоцена или раннего миоцена отлагались мелководные карбонаты, в отдельных горизонтах приобретающие черты более глубоководных образований.

Такие же отложения на континентальной коре продолжают под тектоническими покровами Апеннин почти до западного побережья Италии [Alps..., 1978]. В Адриатическом море и Ломбардской низменности мелководные отложения выступа перекрыты морскими и континентальными молассовыми отложениями, формировавшимися с конца олигоцена поныне. Осадочный чехол Южных Альп сходен с домо-

лассовым чехлом Адрии, но в средней–верхней юре и в мелу, наряду с мелководными, здесь присутствуют и более глубоководные фации глубокого шельфа и континентального склона, а в палеогене накапливался флиш.

Карбонатные породы мезозоя, наряду с образованиями фундамента, сейчас слагают тектонические покровы Восточных Альп. Верхние, средние и нижние покровы последовательно представляют первично всё более северные тектонические зоны, приближающиеся к глубоководной части Мезотетиса. Среднемеловой возраст покровов доказывается несогласным перекрытием их контактов мелководными грубообломочными отложениями сенона — низов палеогена [Хаин, 2001].

Тот же ряд перехода от мелководных фаций на континентальной коре Адрии к более глубоководным фациям на угонённой коре переходного типа намечается в Динаро-Карпатском сечении Альпийского пояса [Баженов, Буртман, 1990; Хаин, 2001]. Пелагические фации появляются в зонах Бутвы и Боснии Динарид и Гемеро-Татранской мегазоне Карпат. В альбатуроне здесь начинается накопление флиша, рассматриваемого как фация подводных склонов в эпохи значительных горизонтальных перемещений. Юго-западнее флиш появляется лишь в начале палеогена, а в ближайшей к Адрии Далматской зоне — только в позднем эоцене. Такая же тенденция изменения возраста флиша установлена в Апенниннах, где начало его формирования омолаживается с запада на восток от олигоцена до среднего миоцена.

В Тель-Атласе, Эр-Рифе и Бетских Кордильерах имело место последовательное надвигание от внутренних зон с выходами палеозоя срединных массивов Тетиса к периферии. В покровных и надвиговых пластинах восстанавливается следующая зональность [Хаин, 2001]. Ближе всего к внутренним массивам находилась зона Известнякового хребта с преимущественно карбонатными разрезами верхнего триаса — палеогена. Далее следовала зона мел-палеогенового флиша, которая в Бетских Кордильерах есть лишь на западе, где в её составе присутствует и нижний миоцен. Далее к югу перед Эр-Рифом и Тель-Атласом выделяется складчато-надвиговая зона, представляющая собой первоначально глубоководный и широкий прогиб юрско-эоценового возраста, в котором преобладал флиш и пелагические известняки. Наиболее глубоководные фации находились в северной части прогиба, сейчас тектонически перекрытой флишем.

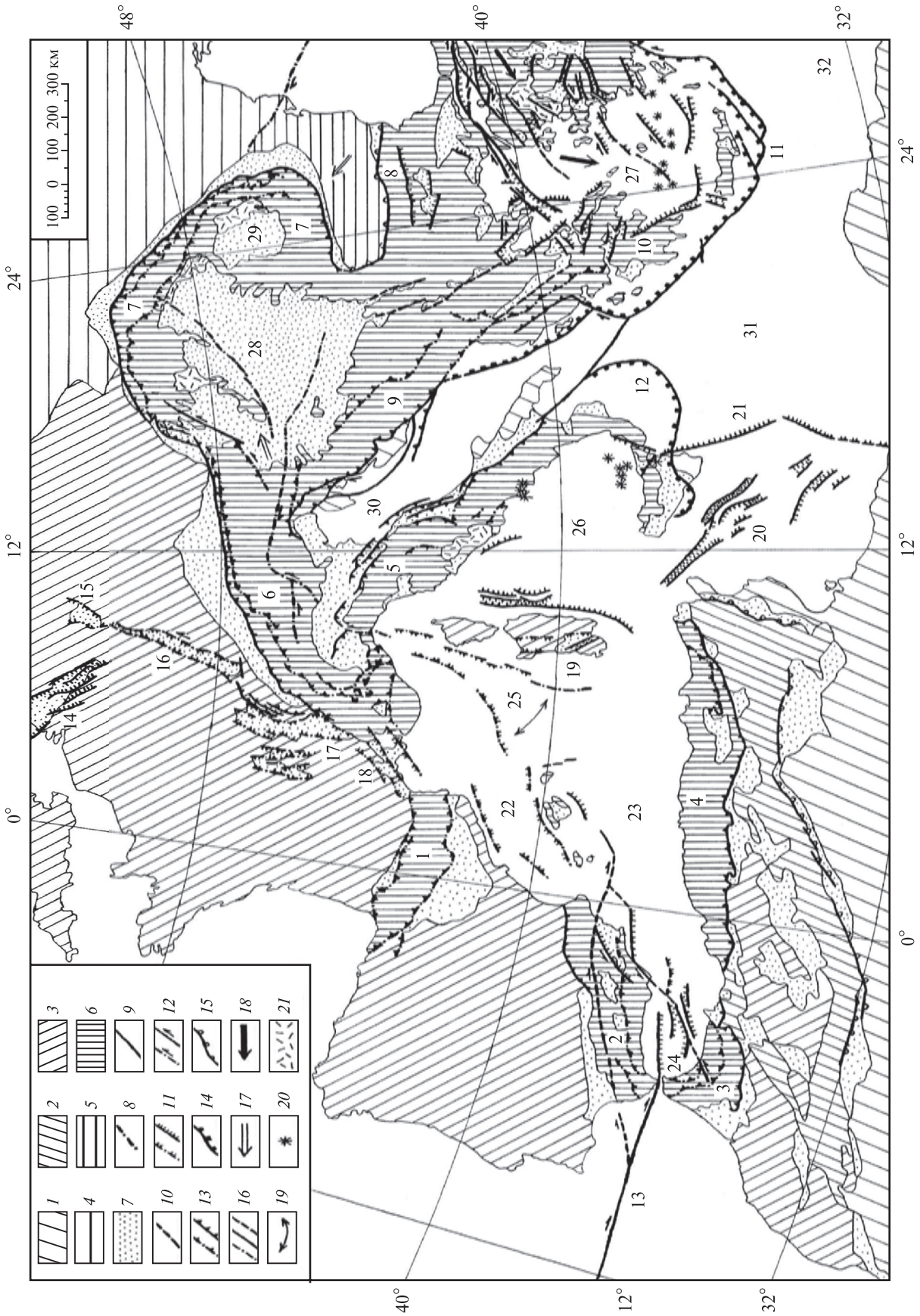
Сложная зональность выявлена на северном краю Тетиса. В отдельных зонах в то или иное время формировался флиш. Его отложения известны в Валисской зоне Западных Альп (верхний мел — нижний палеоген), Пьенинской зоне Западных и Северных Внутренних Карпат (верхний мел и эоцен), Карпато-Балканской мегазоне (нижний мел — во внутренних, западной и южной частях мегазоны и верхний мел — палеоген — в её внешних частях). Пиренеи заложены на преобразованной герцинской континентальной коре. В апт-альбе эта область испытывала раздвигание, и в возникшем прогибе накопились карбонатно-глинистые отло-

⇒

Рис. 38. Неотектоника Альпийской Европы [Трифонов, 1999]

1 — Африканская плита; 2 — Антиатлас — активизированная в новейшее время часть Африканской плиты; 3 — палеозойды Западной Европы и Северо-Западной Африки; 4 — Восточно-Европейская докембрийская платформа; 5 — Мизийская плита; 6 — новейшие горные сооружения на месте альпийских покровно-складчатых структур, включая срединные массивы; 7 — олигоцен-четвертичная моласса рифтов, межгорных впадин и предгорных прогибов; 8–16 — новейшие разломы: 8 — развивавшиеся на ранней (олигоцен — средний миоцен) стадии неотектонического этапа, 9, 10 — возникшие или продолжавшие развиваться на поздней (поздний миоцен — квартал) стадии неотектонического этапа (9 — достоверные, 10 — предполагаемые), 11 — сбросы, 12 — сдвиги, 13 — надвиги, 14 — выход на поверхность оси современной глубинной сейсмофокальной зоны (зоны субдукции), 15 — флексурно-разломные зоны, 16 — разломы с неизвестным направлением перемещений; 17, 18 — преобладающее направление движения коровых масс: 17 — на ранней стадии неотектонического этапа, 18 — на поздней стадии неотектонического этапа; 19 — направление вращения блока Корсика-Сардиния; 20 — крупнейшие действующие и позднечетвертичные вулканы; 21 — крупнейшие поля новейших вулканитов.

Цифры на карте: 1–10 — новейшие горно-складчатые сооружения: 1 — Пиренеи, 2 — Бетские Кордильеры, 3 — Эр Риф, 4 — Тель-Атлас, 5 — Апеннины, 6 — Альпы, 7 — Карпаты, 8 — Балканы, 9 — Динариды, 10 — Эллиниды; 11–13 — крупнейшие зоны разломов: 11 — Крито-Эллинская дуга, 12 — Сицилийско-Калабрийская дуга, 13 — Азоро-Гибралтарский разлом; 14–21 — рифты: 14 — Нижнерейнский, 15 — Гессенский, 16 — Верхнерейнский, 17 — Ронский, 18 — Лионского залива, 19 — Кампидано, 20 — Пантеллерийская зона, 21 — сброс Сицилийского порога; 22–29 — рифтогенные и изометричные впадины: 22 — Северо-Балеарская, 23 — Южно-Балеарская, 24 — Альборанская, 25 — Лигурийского моря, 26 — Тирренская, 27 — Эгейская, 28 — Паннонская, 29 — Трансильванская; 30–32 — северная окраина Африканской плиты: 30 — реликты Адриатического выступа, 31 — Ионическая впадина, 32 — Левантинская впадина



жения значительной мощности. Позднее в центре прогиба возникло осевое поднятие, по обе стороны которого до эоцена накапливался флиш.

Тектонические зоны Альпийской Европы подверглись интенсивным складчато-надвиговым деформациям и во многих местах слагают тектонические покровы. В структуре Альп решающее значение имеет надвиг земной коры Южных Альп на север, причём толщи верхних покровов первоначально располагались южнее толщ, слагающих нижние покровы. Карпатские покровы надвинуты на герциниды Центральной Европы, на Восточно-Европейскую платформу и, на юге, — на Мизийскую плиту. В Северных Карпатах крупнейший Могурский покров имеет амплитуду не менее 60 км [Pozaryski, Dembovski, 1984]. Южная часть Восточных Карпат надвинута на расстояние более 60 км [Станике, Висарион, 1987]. Значительное надвигание выявлено в Пиренеях [Хаин, 2001].

По мере развития складчато-надвиговых систем и их преобразования в субэральные деформационные поднятия перед ними возникали передовые прогибы, выполнявшиеся морской или континентальной молассой. Передовой прогиб развивался перед Центральными и Восточными Альпами в олигоцене и раннем миоцене, а на востоке — до раннего плиоцена. В Северных Карпатах основная стадия опускания прогиба приходится на ранний миоцен, а в Восточных Карпатах — на средний-поздний миоцен. Общий для Апеннин, Южных Альп и Динарид Адриатический прогиб развивается с миоцена поныне, причём наиболее мощные молассы накопились вблизи Апеннин [Bigi et al., 1989]. С миоцена погружаются передовые прогибы Тель-Атласа, Эр-Рифа и запада Бетских Кордильер. Прогибы сформировались по обе стороны Пиренеев в олигоцене и миоцене.

Внутренние склоны передовых прогибов вовлечены в покровно-складчатые деформации. В тех участках горно-складчатых сооружений, где передовые прогибы отсутствуют, молодые складки, надвиги и сдвиги нарушают соседние платформенные области. Таковы дислокации Юрских гор перед Западными Альпами, края высокого плато на востоке Алжира, Предбетской зоны. Пояс дислокаций Южных Атласид протягивается от Туниса до Марокко на 2000 км. Он образован складчато-блоковыми поднятиями, которые разделены и осложнены надвигами, взбросами и взбросо-сдвигами и развились на месте мезозойских рифтоподобных впадин.

3.3.2. Новейшие рифты и впадины

Важная особенность Альпийского пояса Европы — новейшие рифтоподобные и изометричные впадины, отличные от межгорных и предгорных прогибов, одновозрастных и конформных горным сооружениям. Среди них намечается несколько типов. Первый тип представлен грабенами с более или менее утонённой континентальной корой. Они являются частью кайнозойской рифтовой системы. Согласно Е.Е. Милановскому [1987], вне Альпийского пояса эта система образована Нижнерейнским грабеном северо-западного простирания и Гессенским, Верхнерейнским и Ронским грабенами северо-северо-восточного простирания. В пределах грабенов и их окрестностей известны вулканические проявления щёлочно-ультраосновного, щёлочно-базальтового и щелочного состава, одновозрастные грабенам, а местами и более ранние.

На продолжении Ронского грабена к югу, в Западном Средиземноморье, расположен пучок грабенов и грабенообразных впадин, простирание которых изменяется от юго-западного (Лионский залив, Северо-Балеарская и Лигурийская впадины) до субмеридионального (грабен Кампидано на Сардинии). Лигурийская впадина имеет форму треугольника со сбросовыми уступами на северо-западном и восточном бортах. К г. Генуя уступы сближаются, образуя узкий грабен, к северу продолжающийся левосдвиговыми зонами Сестри-Вольтаджио и Джудикария. Последняя смещает влево Периадриатический шов на ~70 км [Rod, 1979]. Лигурийская впадина имеет по краям утонённую континентальную кору, а в центре — субокеаническую. Её образование объясняют растяжением при повороте Сардино-Корсиканского блока на 30° против часовой стрелки, что обосновывается палеомагнитными данными [Eder, Lortscher, 1977]. Возраст вращения датируется ранним миоценом (20.5–19 млн лет) — эпохой максимальных вулканических извержений на Сардинии [Montigni et al., 1981]. Вращению могло предшествовать отодвигание блока к востоку, начавшееся в конце олигоцена. Тогда же заложился грабен Кампидано. Его южная часть выполнена кайнозойскими осадочными толщами, а северная — андезитами. Они извергались с конца олигоцена до среднего миоцена с максимумом в раннем миоцене и в плиоцен-четвертичное время сменились базальтовыми и щелочными извержениями.

Далее к югу на коре различного типа расположены сбросы и грабены, простирающиеся на

юго-восток, реже на юг. Они захватывают Тирренское море, пересекают Африкано-Сицилийский порог, образуя там Пантеллерийскую систему грабенов и горстов, отмеченных извержениями базальтового и щелочного состава, нарушают Тунисский Атлас и заканчиваются грабенами Ливии. Протяжённая сбросовая зона амплитудой до 4 км протягивается на юг от восточного края Сицилии, ограничивая Африкано-Сицилийский порог с востока. К зоне приурочены извержения Этны и небольших подводных вулканов. Е.Е. Милановский [1987] рассматривает описанные грабены как единую Рейнско-Ливийскую рифтовую систему.

Впадины второго типа отличаются от рифтовых изометричными очертаниями. К этому типу относятся Тирренская и Паннонская впадины, у которых много общего с Эгейской впадиной, ограниченной с юга Крито-Эллинской островной дугой. Её своеобразие заключается не только в небольших размерах и относительно небольшой глубине сейсмофокальной зоны,

объяснимой малой скоростью погружения субдуцируемой плиты, но и в особенностях геодинамики. Эта дуга развивается в условиях как поперечного, так и бокового сжатия, обусловленного западным дрейфом Анатолийской плиты и приводящего к увеличению крутизны дуги, её поперечному укорочению и надвиганию на субдуцируемую морскую впадину [Трифонов, 1999].

Вместе с тем, под действием бокового сжатия в тылу дуги происходит поперечное к боковому сжатию удлинение, которое выражено выпуклыми к югу и параллельными дуге грабенами растяжения. Удлинение превышает поперечное укорочение, поскольку дополнительным источником удлинения являются подъём и растекание мантийного диапира, инициированного нарушением континентальной коры, возникшей в тылу дуги на предшествовавших стадиях альпийского орогенеза. В процессе растяжения земная кора утоняется и перерождается и образуется задуговая впадина Эгейского моря.

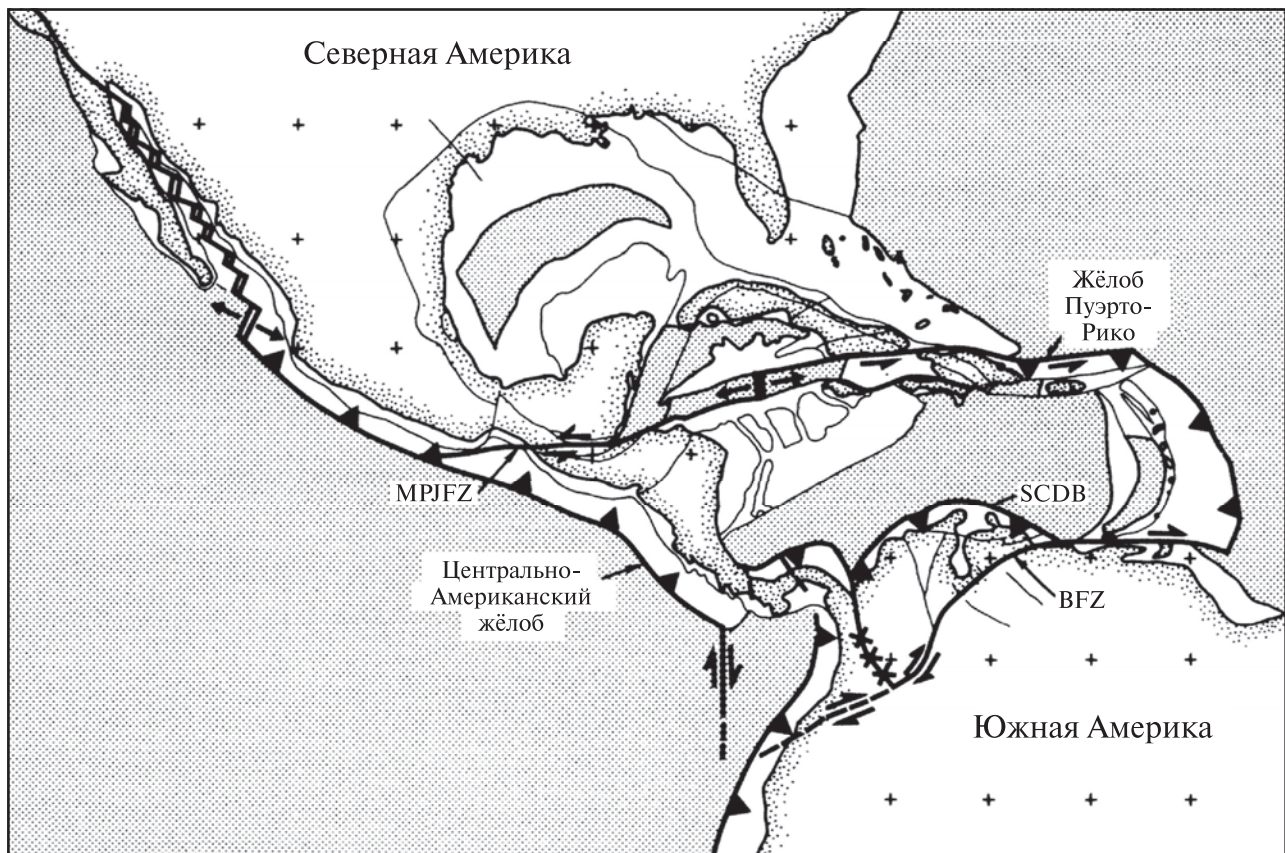


Рис. 39. Неотектоническая схема Карибского региона, по [Ross, Scotese, 1988] с изменениями

Буквенные обозначения. BFZ — правосдвиговая зона Боконо-Эль Пинар, продолжающаяся зоной разломов Ока-Чиринос; MPJFZ — левосдвиговая зона Мотагуа-Полочик-Юкатан, продолжающаяся Кайманским трогом с левым сдвигом Барлетт; SCDB — Южно-Карибский пояс деформаций

Такая модель его формирования подтверждена результатами GPS-наблюдений [McClusky et al., 2000]. Согласно им, западный дрейф Анатолийской плиты, являющийся источником бокового сжатия, удостоверяется правосдвиговой деформацией вдоль Северо-Анатолийской зоны разломов со скоростью 20–25 мм/год. Острова Эгейского моря смещаются на ЮЮЗ на 6–8 мм/год быстрее, чем Анатолийская плита. Встречный дрейф Африканской плиты относительно Европы — 5–7 мм/год, т.е. намного меньше скорости надвигания по Крито-Эллинской дуге (~30 мм/год). Палеомагнитное изучение палеогеновых 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 [Angelier et al., 1982].

Более крупным аналогом структур такого типа представляется Карибский регион (рис. 39). Важнейшими элементами его современной структуры являются две островные дуги — Центрально-Американская на западе и Малоантильская на востоке, и две связывающие их системы разломов: на севере — левосдвиговая зона Бартлет (Кайман) с продолжающимися её зоной Мотагуа в Гондурасе и зонами нарушений островов Гаити и Пуэрто-Рико, а на юге — зоны правых сдвигов Ока-Чиринос и Бокано-Эль-Пинар [Трифонов, 1999]. Они обрамляют гетерогенную впадину Карибского моря.

Впадина была образована фрагментом океанической плиты Фараллон и вовлечёнными в её северо-восточный дрейф блоками с континентальной, островодужной и океанской корой в конце мела — начале палеогена, когда указанный фрагмент плиты оказался изолированным от его западного продолжения (плиты Кокос) восстановившимся Центрально-Американским перешейком [Ross, Scotese, 1988].

Современный структурный план оформился к концу среднего эоцена. В новейшее время, в условиях продолжающегося косоого сближения Северной и Южной Америки и наличия Центрально-Американской зоны субдукции, Карибский бассейн испытывает меридиональное укорочение, удлинение в восточном направлении вдоль ограничивающих его сдвигов и надвигание на литосферу Западной Атлантики по дуге Малых Антиль. В ходе этой деформации Карибский бассейн неравномерно углубляется. Сходные черты строения и, вероятно, происхождения имеют моря Скоша, Банда и Сулавеси.

Подобно Эгейской, Тирренская впадина сопряжена с островной дугой — Калабрийско-Сицилийской. Под дугу до глубин 350 км погружается под углом ~55° мантийная сейсмофокальная зона, а в тылу находится вулканическая дуга Эоловых островов. Под воздействием бокового сжатия Африканской плиты происходит удлинение (растяжение) впадины в направлении дуги. Оно проявляется, в частности, формированием внутри впадины грабенов и сбросов, выпуклых в направлении удлинения. При этом возрастает крутизна дуги, что удостоверяют данные палеомагнитного изучения осадочных толщ плиоцена — нижнего плейстоцена [Scheepers et al., 1991]. Согласно этим данным, указанные отложения на юге Италии (район г. Матера) испытали вращение против часовой стрелки на 25°, а в Сицилии и на юге Калабрии — по часовой стрелке на 16°.

Паннонская впадина заложена на внутренних тектонических зонах Карпат, испытавших интенсивные альпийские покровно-складчатые деформации. Впадина изометрична, но, в отличие от Эгейской и Тирренской, её очертания скорее угловаты, чем овальные. Впадина имеет сложное внутреннее строение и состоит из частных впадин, прогнутых до 5–7 км, и поднятых участков, где фундамент выходит на поверхность или погружен до 1.5 км [Николаев, 1986]. Вдоль границ и внутри прогнутых и поднятых участков есть сбросы и сбросо-сдвиги северо-западного (до широтного) и северо-восточного простираний. По периферии впадины расположены межгорные прогибы, выполненные ниже-среднемиоценовыми отложениями и весьма слабо прогибавшимися в дальнейшем. На территории будущей впадины в миоцене имели место извержения кислого и позднее также среднего состава.

Значительное погружение собственно Паннонской впадины (Большой и Малой Венгерских впадин, удлинённых в северо-восточном направлении) произошло в начале позднего миоцена. Менее интенсивное опускание и заполнение осадками продолжалось в плиоцен-четвертичное время, сопровождаясь базальтовым вулканизмом. Сдвиговые перемещения по новейшим разломам свидетельствуют об удлинении впадины в широтном направлении при возможном меридиональном сокращении [Rouden et al., 1983]. На такое удлинение (расширение) впадины указывают и склонения векторов остаточной намагниченности миоценовых отложений [Баженов, Буртман, 1990].

Паннонская впадина характеризуется мощностями коры от 27.5–30 км на краях до 23–25 км в Большой Венгерской впадине [Николаев, 1986]. Это меньше мощности коры в Динаридах и Западных Карпатах (35–40 км) и, тем более, в Восточных Карпатах (60–65 км). Сокращение коры под Паннонской впадиной происходило главным образом за счёт утонения её высокоскоростной нижней части и могло быть связано с метаморфическим уплотнением метабазитов, достигших плотности мантийных пород. Это могло стать причиной опускания впадины.

Третий тип впадин представлен Южно-Балеарской и Альборанской котловинами Западного Средиземноморья. Подобно грабенам рифтовых зон, обе впадины линейно вытянуты, но, в отличие от рифтов, ограничены не прямолинейными, а дугowymi разломами и имеют форму удлинённых овалов. Обе впадины возникли на месте деформированных в ходе альпийского тектогенеза внутренних зон складчатых сооружений с реликтами герцинской континентальной коры. Южно-Балеарская впадина более продвинута в своём развитии, чем Альборанская [Милановский, 1987]. Последняя неглубока (до 2 км) и обладает сильно расчленённым тектоническим рельефом дна, образованным разрывами субширотного и северо-восточного простираний. Мощность неоген-четвертичного чехла варьирует от 1 до 3 км. Под чехлом находится утонённая континентальная кора. Кора Южно-Балеарской впадины утонена больше и на отдельных участках является субокеанической [Гончаров и др., 2015]. Глубина впадины достигает 3 км, а мощность неоген-четвертичных (и олигоценых?) отложений — 3–6 км, из которых половина приходится на мессиний и на менее мощные плиоцен и квартал. Обе впадины окаймлены покровно-складчатыми сооружениями с центробежной вергентностью.

3.3.3. История новейшего тектогенеза

Согласно выполненным обобщениям [Милановский, 1987; Баженов, Буртман, 1990; Хаин, 2001], к концу эоцена Тетис прекратил существование. Были замкнуты или тектонически перекрыты также краевые морские впадины северной окраины Тетиса, аналогичные Черноморской и Южно-Каспийской. На новообразованной континентальной коре возникли мелководные моря и локальные флишевые бассейны. Протяжённый прогиб с флишевым осадконако-

плением сохранялся на евразийском обрамлении Альпийского пояса, тогда как на африканском обрамлении развивался глубоководный прогиб с флишенакплением на северном борту. Возможно, он сообщался с Ионической и Левантинской впадинами бывшей южной окраины Тетиса и с Атлантическим океаном, обособляя Иберию, сомкнувшуюся в конце эоцена с Евразийской плитой.

В интервале с эоцена и раннего олигоцена до раннего миоцена возникла структурная дуга Карпат. По данным М.Л. Баженова и В.С. Буртмана [1990], она образовалась путем срыва Карпато-Динарских меловых покровов и их надвигания на север, восток и юг. В раннем олигоцене этот процесс еще не достиг внешних флишевых зон, где продолжалось осадконакопление. Лишь позднее здесь возникли надвиги и складки, существенно сократившие ширину бывшего прогиба.

В начале миоцена флишевые толщи надвинулись на Центрально-Европейские герциниды и позднее — на Восточно-Европейскую платформу и отчасти Мизийскую плиту. Надвиги и покровы частично перекрыли и деформировали внутренний борт Предкарпатского передового прогиба. Главной причиной срыва северо-восточной ветви мелового Карпато-Динарского орогена и ее скучивания в виде Карпатской дуги представляется выдавливание к востоку восточноальпийских зон при северном дрейфе Адрии.

В олигоцене–миоцене начинается воздымание Альп и перед их фронтом образуется и заполняется молассой передовой прогиб, причем в Восточных Альпах он продолжал погружаться и в раннем плиоцене. Покровы Гельветской и более южных зон надвигаются на внутренний борт прогиба. Перед Западными Альпами с позднего миоцена платформенные отложения Юрских гор деформируются, образуя складки и надвиги, параллельные Альпам, и субмеридиональные левые сдвиги. Юго-западнее вершины дуги Западных Альп, в Прованских Альпах, возникают субмеридиональные разрывы с правосдвиговыми смещениями [Rod, 1979].

Таким образом, в результате движения дуги Западных Альп на запад–северо-запад перед ее фронтом происходит смятие горных пород с их отжиманием на север и на юг от вершины дуги. С позднего олигоцена в Альпах развивается еще один важный процесс, который в среднем и позднем миоцене становится определяющим: формирование южновергентной структуры Южных Альп и их надвигание на Адриатический

молассовый прогиб [Bigi et al., 1989]. На стыке Южных Альп и Динарид, в районе г. Венеции, надвигание продолжается в плиоцене–плейстоцене, а местами и в голоцене, проявляясь в землетрясениях магнитудой до 6.4.

В олигоцене и миоцене воздымается осевая зона Пиренеев, а в соседних Южно-Пиренейской и Северо-Пиренейской зонах продолжается развитие надвигов. Перед этими зонами на западе орогена формируются молассовые прогибы, сминающиеся в пологие, местами гребневидные складки. Восточная часть орогена погружается в Лионский залив.

Одновременно с Альпийским поясом развивается рифтовая система Западной Европы [Милановский, 1987]. В конце эоцена заложились Гессенский, Ронский и соседние с ним более мелкие грабены, а также — южная часть Верхнерейнского грабена. На месте последнего еще в конце мела — начале палеогена возник Верхнерейнский сводс пронизавшими его субвулканическими телами щелочно-ультраосновного состава. В олигоцене и раннем миоцене оформилась вся рифтовая система, развитие которой сопровождалось щелочно-базальтовым и щелочным вулканизмом. Верхнерейнский грабен распространился на север, испытав суммарное поперечное растяжение на 5 км.

Еще севернее образовался Нижнерейнский грабен, а южнее Ронского рифта сформировалась система параллельных грабенов, западная ветвь которых распространилась через Лионский залив на юго-запад, образовав Северо-Балеарскую впадину, а восточная достигла Сардинии, где в условиях интенсивного известково-щелочного вулканизма возник грабен Кампидано. Наиболее значительное растяжение, вероятно, испытывала центральная рифтовая зона. В нижнем миоцене ее раздвигание дополнилось вращением блока Корсика–Сардиния на 30° против часовой стрелки.

В итоге возникла расширяющаяся к югу центральная котловина Лигурийского моря с субкеанической корой, а блок Корсика–Сардиния пододвинулся под Адриатический выступ, отчего в районе острова Эльба — Тосканы, вероятно, произошло сдваивание коры и воздымание поверхности. Это инициировало северо-восточный дрейф лигурийских покровов. Покровы стали надвигаться на краевые зоны Адрии, вовлекая их в покровообразование, чему способствовало присутствие в разрезах этих зон верхнетриасовых эвапоритов, облегчавших срыв и перемещение. Перед фронтом двигавшихся покровов воз-

никали флишевые бассейны, омолаживавшиеся к востоку. Развитие апеннинских покровов продолжается в течение всего миоцена, плиоцена и четвертичного периода [Bigi et al., 1989].

На неоген приходится главные фазы деформаций и смещений в Телль-Атласе, Эр-Рифе и Бетских Кордильерах [Хаин, 2001]. Они начались в конце олигоцена — начале миоцена надвиганием внутренних массивов на внешние зоны. В среднем миоцене, а в Телль-Атласе еще в раннем, покровообразование и складчатость охватили флишевую зону. Ось глубоководной впадины, располагавшейся перед фронтом надвигания и дольше всего сохранявшейся перед Эр-Рифом, постепенно смещалась к югу, а сама впадина приобретала черты передового молассового прогиба. На западе Бетских Кордильер в миоцене также возник передовой прогиб, который в среднем миоцене — раннем плиоцене был вовлечен в надвигание и складчатость. Тогда же, в среднем–позднем миоцене, испытали покровообразование и складчатость Суббетская и Предбетская зоны.

В современной структуре Телль-Атлас, Эр-Риф и Бетские Кордильеры образуют выпуклую на запад дугу с надвиганием внутренних зон на внешние. Казалось бы, такая структура сформировалась в результате западного дрейфа дуги и представляет собой синтаксис, подобный Адриатическому, Аравийскому или Пенджабско-Памирскому.

Однако ряд фактов заставляет усомниться в такой интерпретации.

Во-первых, значительное надвигание одновременно происходило не только в вершине, но и на флангах дуги.

Во-вторых, дуга асимметрична: глубоководный прогиб развивался лишь в ее африканской части, а флишевая зона, связанная с этим прогибом, продолжается лишь в западную часть Бетских Кордильер, обрываясь в 40 км восточнее г. Гренады.

В-третьих, интерпретация дуги как синтаксиса противоречит палеомагнитным данным по Атлантике [Srivastava et al., 1990].

По этим данным, на границе эоцена и олигоцена от Срединно-Атлантического хребта распространилась на восток зона нарушений с праводвиговой составляющей смещений, представленная сейчас разломами Южно-Азорским и Глория [Madeira, Ribeiro, 1990]. Эта зона отделила Иберию от Африки, вызвав правый сдвиг между ними. В раннем миоцене он дополнился сближением Африки и Иберии.

Изложенные факты приводят к выводу, что образование Гибралтарской дуги явилось результатом присдвигового изгиба тектонических зон, тогда как прежде Бетские Кордильеры простирались, возможно, на северо-запад, подобно структурам Эр-Рифа. На эту деформацию указывают палеомагнитные исследования, согласно которым юрские отложения, надвинутые сейчас на север от предполагаемого сдвига, испытали вращение по часовой стрелке на 60–90° [Allerton et al., 1991; Villalain et al., 1991]. Вращение произошло в раннем–среднем миоцене. Амплитуда сдвига оценивается в 300 км по протяженности флишевой зоны в Бетских Кордильерах.

Сдвиг между Африкой и Иберией на ранней стадии, до начала их сближения около 20 млн лет назад, мог происходить с некоторым растяжением, что привело к подъему горячей мантии. Максимальный разогрев имел место ~30 млн лет назад [De Yong, 1990]. С образованием мантийного диапира связаны известково-щелочной миоценовый вулканизм, сменившийся в плиоцене щелочно-базальтовым, и обрушение территории Южно-Балеарской и Альборанской впадин. Медленное опускание Южно-Балеарской впадины началось в раннем миоцене (или в конце олигоцена?) и сменилось быстрым погружением в конце миоцена, когда, возможно, заложилась Альборанская впадина, более интенсивно погружавшаяся в плиоцен-четвертичное время [Милановский, 1987].

Правый сдвиг между Африкой и Иберией изменил характер движений на обширной территории. Возникла сопряженная с ним система субмеридиональных левых сдвигов, проявившаяся в среднем–позднем миоцене смещениями на северо-восточном продолжении Лигурийской впадины (зоны разломов Сестри-Вольтаджио и Джудикария) и вдоль Верхнерейнского грабена. На продолжении рифтовой системы в Средиземноморье заложилась в позднем миоцене и продолжала развиваться в плиоцен-четвертичное время Тиррено-Пантеллерийская рифтовая система, характеризовавшаяся преимущественно юго-восточным простиранием грабенов и сбросов. Интенсивно погружались в плиоцен-четвертичное время грабены и сбросы западной части Нижнерейнского грабена, также простирающиеся на юго-восток [Zijerveld et al., 1992].

В неоген-четвертичное время сформировались Эгейская, Тирренская и Паннонская впадины, развитие которых сопровождалось вулканизмом. Тирренская впадина заложилась в раннем миоцене и испытала наиболее интенсивное

прогибание в конце миоцена. По периферии Паннонской впадины в раннем–среднем миоцене погружались Венский, Закарпатский и Трансильванский прогибы, тогда как наибольшее опускание самой впадины имело место в начале позднего миоцена. Эгейская впадина, по-видимому, возникла в конце среднего миоцена. Все впадины продолжают опускаться до сих пор. Одновременно с Эгейской и Тирренской впадинами развиваются структуры Крито-Эллинской и Сицилийско-Калабрийской дуг с присущими им мантийными сейсмофокальными зонами и тыловым известково-щелочным вулканизмом.

Итак, в конце миоцена и в начале плиоцена окончательно оформились все главные черты строения региона, присущие и современному (позднечетвертичному) этапу его развития. Это, прежде всего, новая граница Африканской и Евразийской плит, очерчиваемая полосой эпицентров землетрясений и наиболее ярко представленная Крито-Эллинской и Сицилийско-Калабрийской дугами. Вдоль северо-восточного побережья Апеннин и южных подножий Альп продолжают надвигание покровов и связанные с этим деформации молассовых комплексов. На севере Внешних Динарид отмечаются правосдвиговые смещения по разломам северо-западного простирания. Эрозионно-аккумулятивное и тектоническое перемещение материала в Адриатический бассейн нарушает изостатическое равновесие, восстановление которого увеличивает гипсометрический контраст между основанием молассового бассейна и соседними горными сооружениями и способствует гравитационному покровообразованию. Сжатие от сближения Адрии и Альп вызывает отток горных масс в стороны. В дуге Западных Альп он проявляется в радиальном распределении сжатия, определенного Н. Павони по механизмам очагов землетрясений, а в Восточных Альпах реализуется в правосдвиговых перемещениях по субширотному разлому, расположенному немного южнее Периадриатического шва [Slejko et al., 1989].

С субмеридиональным сжатием, вызванным северным дрейфом Африки, связаны четвертичные сдвиги Алжира и Марокко — правые северо-западного и левые северо-восточного простираний. 35-километровый взброс с левосдвиговой составляющей смещений возник в 1980 г. при землетрясении Эль-Аснам ($M = 7.5$) в Северном Алжире [Madariaga, 1984]. Субмеридиональное сжатие определяется в Северо-Западной Африке и по фокальным механизмам более ранних землетрясений [McKenzie, 1972].

В четвертичное время продолжают развиваться ранее тенденции развития Эгейской, Тирренской, Паннонской, Южно-Балеарской и Альборанской впадин, Пантеллерийской рифтовой системы. Продолжает развиваться западная часть Нижнерейнского грабена северо-западного простирания. Опускание в северной части Верхнерейнского грабена сочетается с левосдвиговыми перемещениями по разломам северо-восточного простирания. Таким образом, в прирейнской части Европы северо-западное сжатие сочетается с северо-восточным растяжением, что можно связать как с воздействием Альп, так и с раздвижением в Норвежском море.

Важнейшее тектоническое событие плиоцен-четвертичного тектогенеза — усиление поднятия горных сооружений, наиболее отчетливо выраженное в Альпах и Карпатах [Артюшков, 2003]. Оно произошло после завершения главных фаз покровно-складчатых деформаций, сопровождавшихся возникновением субэвральных поднятий в местах деформационного утолщения земной коры. Одновременно с поднятием горных систем интенсивно опускались впадины Средиземного моря [Милановский, 1987; Нео тектоника..., 2012; Трифонов и др., 2012]. Таким образом, плиоцен-четвертичное время стало эпохой общего возрастания контрастности вертикальных движений.

3.3.4. Позднекайнозойская геодинамика

Проанализировав данные европейских авторов о магнитных наклонениях в образцах горных пород, М.Л. Баженов и В.С. Буртман [1990] пришли к выводу, что в дотуронское время Южные Альпы, т.е. северная часть Адриатического выступа, находились в 900–1800 км южнее южного края Евразийской плиты. Такова величина меридионального укорочения Альпийского орогена в ходе замыкания Тетиса и последующей коллизии, тогда как меридиональное перемещение структур Карпато-Балканского региона с позднего мела не превысило 1100 км. Кс. Ле Пишон и Ж.Анжелье [Le Pichon, Angelier, 1979] оценили меридиональное укорочение Альпийского пояса Европы с сенона поныне величиной порядка 1000 км. Эта величина меньше оценок сокращения Альпийского пояса в Аравийско-Кавказском сечении. И дело здесь не только в дополнительном перемещении Аравийской плиты за счет растяжения в Красноморско-Аденской системе рифтов. Оно могло

обеспечить небольшую часть дополнительного сокращения. Очевидно, перемещение Африкано-Аравийской плиты происходило с вращением, так что ее восточная часть двигалась быстрее западной.

При анализе кайнозойских и, в частности, позднекайнозойских горизонтальных перемещений в Альпийском поясе Европы следует иметь в виду, что регистрируемые на поверхности результаты движений в основном являются лишь коровыми и даже верхнекоровыми, затрагивающими осадочный чехол и иногда верхнюю часть консолидированного фундамента.

Суммируя данные геологических и геофизических исследований К.Томека, К.Биркенмайера, Д.Станике и других авторов, М.Л. Баженов и В.С. Буртман [1990] приходят к выводу, что вся покровно-складчатая структура Карпат аллохтонна, и подошва покровов находится на глубинах 10–15 км. Верхнекоровыми оказываются также покровы Динарид, Апеннин и большая часть шарьяжей Альп севернее Периадриатического шва. Перемещения большинства покровов, амплитуда которых может достигать десятков и даже первых сотен километров, происходили по некомпетентным породам осадочного чехла, например глинистым или эвапоритовым толщам, по серпентинитам и сланцам офиолитовых комплексов, пластичным и квазипластичным горизонтам средней и нижней частей коры независимо от более глубоких слоев литосферы. Допустить, что последние оставались на месте, невозможно, поскольку в тылу перемещенных покровов, как правило, не обнаруживаются области раздвижения с сохраняющейся нижней частью литосферы. Таким образом, возникает вопрос о поведении при крупномасштабных горизонтальных перемещениях глубинных горизонтов литосферы, верхнемантийных и отчасти нижнекоровых.

В Крито-Эллинской и Сицилийско-Калабрийской дугах устанавливается надвигание литосферы Эгейской и Тирренской впадин на литосферу Африканской плиты. Разрез зоны Ивреа-Ланцо в Западных Альпах интерпретируется как выход пород низов коры и верхов мантии. Последние характеризуются скоростями продольных волн 7.2–7.4 км/с и, по данным сейсмического зондирования, погружаясь к югу, переходят под Ломбардской низменностью в мантийные образования со скоростями 8.3 км/с [Angenheister et al., 1972; Гизе, 1980].

Эта мантийная пластина, лежащая в основании корового разреза Адрии и Южных Альп,

подстиляется коровыми образованиями герцинид, причем аномально низкие значения скоростей продольных волн (4–5 км/с) заставляют предположить присутствие там расплавленной фазы (рис. 40). Указанный глубинный надвиг, сформировавшийся на ранней стадии новейшего тектогенеза, вероятно, продолжается на юго-запад в северную часть Тирренского моря, где его первоначальная структура искажена деформациями, глубинными воздействиями и перерождением коры, связанными с развитием морской впадины. В приповерхностных частях коры движения по глубинному надвику со среднего миоцена не фиксируются.

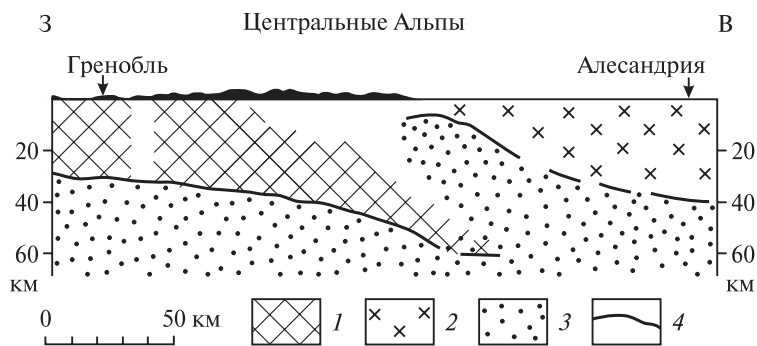


Рис. 40. Принципиальный геофизический разрез Западных Альп [Гизе, 1980]

1 — земная кора Евразийской плиты; 2 — земная кора Африканской плиты; 3 — верхняя мантия; 4 — поверхность Моховичича

Глубинные надвиги Крито-Эллинской дуги, Альп и севера Тирренского моря, Калабрии и Сицилии с продолжением последнего на запад отмечают современную северную границу Африканской плиты на мантийном уровне литосферы. Восточнее Адриатического выступа, в Динаро-Эллинской системе, она является новообразованием, тогда как прежняя граница — сутура Мезотетиса — отстоит от нее на 300 км к северо-востоку. Тектонические зоны Мезотетиса Карпатской структурной дуги, уже в позднем мелу залегавшие в виде коровых покровов [Буртман, 1984], с миоцена перемещались к северу на чужеродную литосферу эпигерцинских зон Евразийской плиты. В результате осадочный чехол последних был сорван, смят и надвинут на более внутренние зоны герцинид и Восточно-Европейской платформы.

Если большая часть новейших горных сооружений Альпийского пояса Европы развилась из верхнекоровых аллохтонов, то под некоторыми рифтовыми структурами Рейнско-Ливийской мегасистемы выделяются мантийные диапиры,

образованные подъемом горячей подлитосферной мантии или ее компонентов. Диапиры проявляются на поверхности повышенным тепловым потоком и мантийным вулканизмом (базальтовым и щелочным, а местами — бимодальным или известково-щелочным, т.е. частично трансформированным в извержения продуктов переплавления корового материала).

Многие исследователи рассматривают мантийный диапиризм как исходную причину образования рифтов Западной Европы и Средиземноморья [Гончаров и др., 2015]. Представляется, что это не вполне верно, поскольку расположение и ориентировка этих структур под-

чиняются структурным и динамическим особенностям взаимодействия литосферных масс, определившим и развитие Альпийского пояса. Даже господствующее простирание рифтов изменяется с переменной динамической обстановки. Так, олигоцен-раннемиоценовая Рейнско-Лигурийская часть рифтовой мегасистемы субмеридиональна, а более молодая Тирренско-Пантеллерийская часть простирается на юго-восток.

Поэтому кажется более вероятным, что заложение, по крайней мере, части рифтов как структур растяжения определялось взаимодействием коровых масс. Растяжение вызвало подток аномальной мантии, обеспечившей дальнейшее раздвигание, проседание, вулканизм, а местами и формирование сопряженных структур. Описанный механизм приемлем также для Южно-Балеарской, Альборанской и Лигурийской впадин. Не всегда мантийный диапир располагался под рифтовой зоной. Так, погружение Северо-Балеарской впадины и отодвигание ее юго-восточного борта (Балеарских островов) связаны с подъемом порции горячей мантии, инициировавшим расслоение коры с образованием в ней листрических сбросов. Зона расслоения полого погружается на юго-восток под Лигурийскую котловину, где, вероятно, и располагался диапир [Doblas, Ouzun, 1990].

Эгейскую, Тирренскую и Паннонскую впадины объединяет несколько особенностей. Они изометричны и сложно построены, что исключает механизм линейного растяжения от одной оси. Все три впадины возникли в областях значительного предшествовавшего сгущивания коровых масс, в котором участвовали крупные

блоки типа срединных массивов. Это обеспечило повышенную исходную мощность коры, ее сильную нарушенность и пространственное совмещение разнородных и прежде разобщенных объемов пород, что создало условия тектонической неустойчивости и могло служить источником дальнейших деформаций и вещественных преобразований.

В эпоху своего формирования впадины испытывали боковое одностороннее сжатие и удлинялись в одном направлении, поскольку противоположное служило упором или дополнительным источником сжатия. В направлении удлинения в Эгейской и Тирренской впадинах происходило надвигание на соседние структуры с формированием мантийной сейсмофокальной зоны. Их удлинение превысило укорочение в перпендикулярном направлении, т.е. произошло увеличение площади — растяжение. Оно привело к утонению континентальной коры и ее частичному перерождению в кору субокеанического типа. Развитие впадин сопровождалось вулканизмом, который в Тирренской и Паннонской впадинах на первых порах был коровым, а позднее стал мантийным, базальтовым. В тылу Крито-Эллинской и Сицилийско-Калабрийской дуг он дополнялся известково-щелочным вулканизмом островодужного типа.

Можно предположить, что исходное утолщение коры, дополненное боковым сжатием, привело к перерождению нижней части коры в более плотные модификации (эклогиты, гранулиты), что положило начало погружению и отложению во впадинах материала, сносимого с соседних поднятий. Это нарушило изостатическое равновесие между ними, что, наряду с повышенной нарушенностью и неустойчивостью, обусловило подъем мантийного диапира. Он обеспечил преобладание раздвигания, вул-

канизм, дальнейшее перерождение коры, а затем и интенсивное проседание дна впадин. В Тирренском море такой комплексный механизм формирования дополнился образованием рифтовых структур, продолжавшихся за пределы впадины на юго-восток.

Своеобразной структурой региона является Вранчский мегаочаг мантийных землетрясений. В этой области с 1862 г. отмечены 113 землетрясений на глубинах 60–170 км. Кроме двух ранних событий, координаты которых могут быть неточными, все землетрясения происходили в области 45.2–45.9° с.ш. / 26.2–27.3° в.д.

В первом приближении сейсмофокальная область образует субвертикальную колонну диаметром ~80 км и глубиной до 170 км. Мантийные землетрясения приурочены к изгибу между восточным и южным сегментами Карпатской дуги и происходят под Внешней зоной Карпат и Фокшанской впадиной передового прогиба (рис. 41).

Внешняя зона является аккреционной призмой мезозойско-палеогенового флиша, сорванного и надвинутого в конце среднего и начале позднего миоцена на среднемиоценовые отложения Фокшанской впадины, в которой ко времени надвигания накопилось до 3 км осадков [Artyushkov et al., 1996]. Мощность покровного комплекса составляет 8–12 км, а с учётом эрозии могла достигать 10–14 км. Но утолщение чехла не вызвало изостатического поднятия поверхности до расчётной величины 1.5–2.4 км; она осталась, по данным цитируемых авторов, на высоте ~0.5 км, т.е. поднятие на 1–2 км компенсировалось уплотнением подстилающих пород.

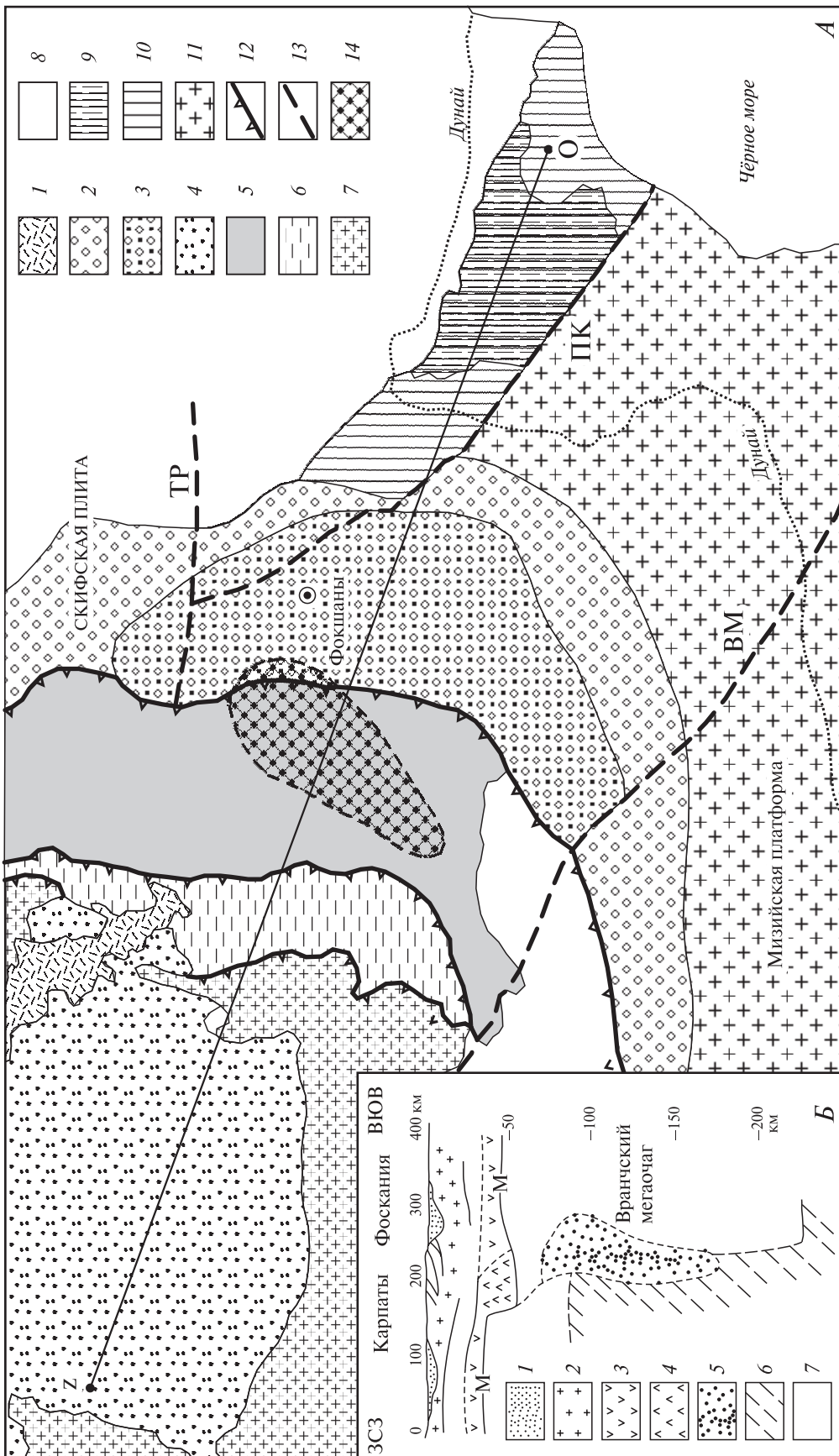
Осадки неоген-квартера мощностью до 9 км накопились в наложенной на докембрийскую Мизийскую плиту Фокшанской впадине юго-восточнее покровов, причём перед их фронтом

⇒

Рис. 41. Тектоническая схема Карпат вблизи области Вранчских землетрясений (А) и схема образования Вранчского мегаочага мантийных землетрясений (Б), по [Hauser et al., 2007; Trifonov et al., 2010] с дополнениями

На А: 1 — неоген-четвертичные вулканические породы; 2 — неоген-четвертичные отложения Предкарпатского передового прогиба; 3 — Фокшанская впадина; 4 — неогеновые отложения Трансильванской впадины; 5 — шарьированный комплекс Внешней зоны Карпат (Молдавиды); 6 — Внешнедакийские покровы с меловым параавтохтоном; 7 — среднедакийские и трансильванские покровы с меловым параавтохтоном; 8 — карпатские тектонические зоны под чехлом плиоцен-четвертичных отложений; 9 — киммерийский ороген Северной Добруджи, обнажённый или под маломощными осадками; 10 — тот же ороген под осадочным чехлом; 11 — платформенный чехол Мизийской платформы; 12 — главные надвиги; 13 — разломы: ВМ — Внутримизийский, ПК — Печенега-Камена, ТР — Тротус; 14 — эпицентральная область Вранча. ZO — линия сейсмического профиля.

На Б: 1 — осадочный чехол; 2 — верхнекоровый слой; 3 — нижнекоровый слой; 4 — нижнекоровый слой, обогащённый плотными метабазами; 5 — слэб уплотнённых метабазитов (зона мантийных землетрясений, показаны их гипоцентры); 6 — астеносфера; 7 — литосферная мантия



осадки смяты и шарьированы [Sandulescu, 1984; Artyushkov et al., 1996]. По северо-восточному краю впадины проходит надвиг Печенега–Камена, наклонённый под впадину и Внешнюю зону Карпат и отделяющий Мизийскую плиту от эпипалеозойской Скифской плиты. Вдоль северного крыла разлома протягивается киммерийская зона Северной Добруджи — система покровов, надвинутых на Скифскую плиту. Две покровные единицы разделены триасовыми основными вулканитами [Хаин, 2001]. Сейчас они являются частью зоны надвига Печенега–Камена и могут продолжаться вдоль него на глубине в сторону Карпат.

На сейсмическом профиле *O–Z* поверхность Мохо находится на глубинах 35–40 км под Внутренними зонами Карпат, 45–47 км — под Внешней зоной и Фокшанской депрессией и ~44 км под Мизийской плитой [Hauser et al., 2007].

Аналогичные изменения выявлены на более северном сейсмическом профиле через Украинские Карпаты, представленном в работе [Литосфера..., 1988]. Мощность коры под Внешней зоной и Передовым прогибом там определена в ~60 км; в низах коры выделен слой со скоростями продольных волн 7.4–7.6 км/с, возрастающий в мощности от Внутренних зон Карпат к Внешней зоне и Передовому прогибу до ~20 км. На профиле *O–Z* скорости в низах коры — 7.0–7.1 км/с. Вероятно, высокоскоростной нижне-

корový слой украинского разреза там неотличим от верхов мантии.

По мнению Е.В. Артюшкова [1993; Artyushkov et al., 1996], высокоскоростной слой в низах коры указывает на метаморфическое уплотнение базитов, удержавшее поверхность Фокшанской впадины, заполненной покровами Внешней зоны и неоген-четвертичными осадками, на небольшой высоте. Источником базитов могли быть Внутренние Карпаты, где офиолиты вскрыты, например, в Мурешской зоне. Их пододвигание стало результатом отслоения нижней коры и происходило одновременно с надвиганием Внешней зоны.

Можно полагать, что metabазиты продолжались в литосферную мантию в виде слэба (см. рис. 41), причём их дополнительным источником могли быть основные породы Северной Добруджи, погружавшиеся под Фокшанскую депрессию по надвику Печенега–Камена [Trifonov et al., 2010]. На уровне верхней мантии базиты испытали дополнительный метаморфизм с образованием гранатовых гранулитов и эклогитов, близких по плотности к литосферной мантии. При подъёме поверхности астеносферы под Карпатами примерно до –80 км [Artyushkov et al., 1996] слэб оказался на границе разуплотнённой мантии Карпат и литосферы Мизийской плиты, что привело к его погружению, сопровождающемуся землетрясениями.

Часть вторая
ОБЩИЕ ПРОБЛЕМЫ НЕОТЕКТОНИКИ

Вторая часть посвящена общим закономерностям неотектоники подвижных поясов. Рассматриваются неотектонические проявления, усложняющие плейт-тектоническую теорию. Таковы диффузность границ плит, их тектоническая расчлененность и переход большинства зон субдукции в горизонтальные линзы на уровне переходного слоя мантии.

Вместе с тем, обосновывается ускорение вертикальных движений и формирование горных систем в плиоцен-четвертичное время, не находящие объяснения в рамках этой теории. Показано, что ускорение обусловлено не столько усилением сжатия горных поясов, сколько разуплотнением горных пород в низах земной коры и мантийной части литосферы, связанное с воздействием на неё астеносферы.

Предлагается модель «тектоники мантийных течений», которая объясняет как плейт-тектонические процессы, так и периодическое усиление вертикальных движений в короткие эпохи геологической истории, к которым принадлежит плиоцен-квартер.

Глава 4

Модернизация плейт-тектонической теории (неотектоническая расслоенность литосферы, диффузные границы плит, большие мантийные клинья)

4.1. Диффузные границы плит и большие мантийные клинья

По мере накопления новых и переосмысления ранее полученных геологических знаний плейт-тектоническая теория подверглась существенной модернизации. Обнаружилась, в частности, диффузность, т.е. рассредоточенность современных границ некоторых плит в пределах широких поясов [Gordon, 1998]. В конце раздела 2.1, при обсуждении роли Курило-Камчатской островной дуги как границы Тихоокеанской плиты с соседними плитами, было показано, что в качестве таковой следует рассматривать не только преддуговой жёлоб, примерно соответствующий выходу глубинной сейсмофокальной зоны на земную поверхность, а всю островодужную систему от жёлоба до континентального края задугового моря (см. рис. 11). При таком толковании этой границы устраняются противоречия в определении границы Евразийской и Северо-Американской плит [Kozhurin, 2004]. Там же было показано, что подобная интерпретация применима и к другим островодужным системам, например Алеутской и Японской.

Диффузность границ ещё более очевидна в областях новейшего коллизионного взаимодействия плит, где его структурные проявления рассредоточены в поясах шириной в сотни километров (рис. 42; см. рис. 14). Внутри пояса находятся относительно слабо деформированные блоки, или микроплиты, разделённые зонами концентрации деформаций. На современном этапе развития Гималайско-Тибетского сегмента Альпийско-Гималайского коллизионного поя-

са такие зоны выделяются на южном фланге Гималаев, границе Южного и Центрального Тибета, северном фланге Тибета и Цайдама (Алтынтагский разлом) и южном фланге Тянь-Шаня (см. рис. 16). Скорость позднечетвертичных перемещений в каждой из зон достигает ~1–1.5 см/год [Трифонов и др., 2002], и невозможно отдать предпочтение какой-либо из них как границе Индийской и Евразийской плит. По существу, краевые части взаимодействующих крупных плит испытывают общую деформацию, хотя и неравномерно распределённую. Наличие указанных деформаций в областях субдукции и коллизии побудило Л.И. Лобковского [2016] предложить модель «тектоники деформируемых литосферных плит».

В первоначальном варианте плейт-тектонической модели предполагалось, что океанские плиты, субдуцируемые вдоль островных дуг и активных континентальных окраин, погружаются в нижнюю мантию, представляя собой нисходящие ветви общемантийной конвекции. Это заключение основывалось на том, что в зонах субдукции западной окраины Тихого океана субдуцируемые слэбы распространяются как сейсмофокальные зоны до глубин 650 км, а некоторые соответствующие им относительно высокоскоростные объёмы пород прослеживаются до 900–1000 км, т.е. до нижней мантии [Creager, Jordan, 1984].

Однако более детальные сейсмотомографические исследования, выполненные в районах Алеутской, Курило-Камчатской и Японской островных дуг на основе данных локальных сейсмических сетей [Жао и др., 2010], показали, что только в пяти построенных поперечных разрезах из 22 слэб продолжается глубже 670 км.

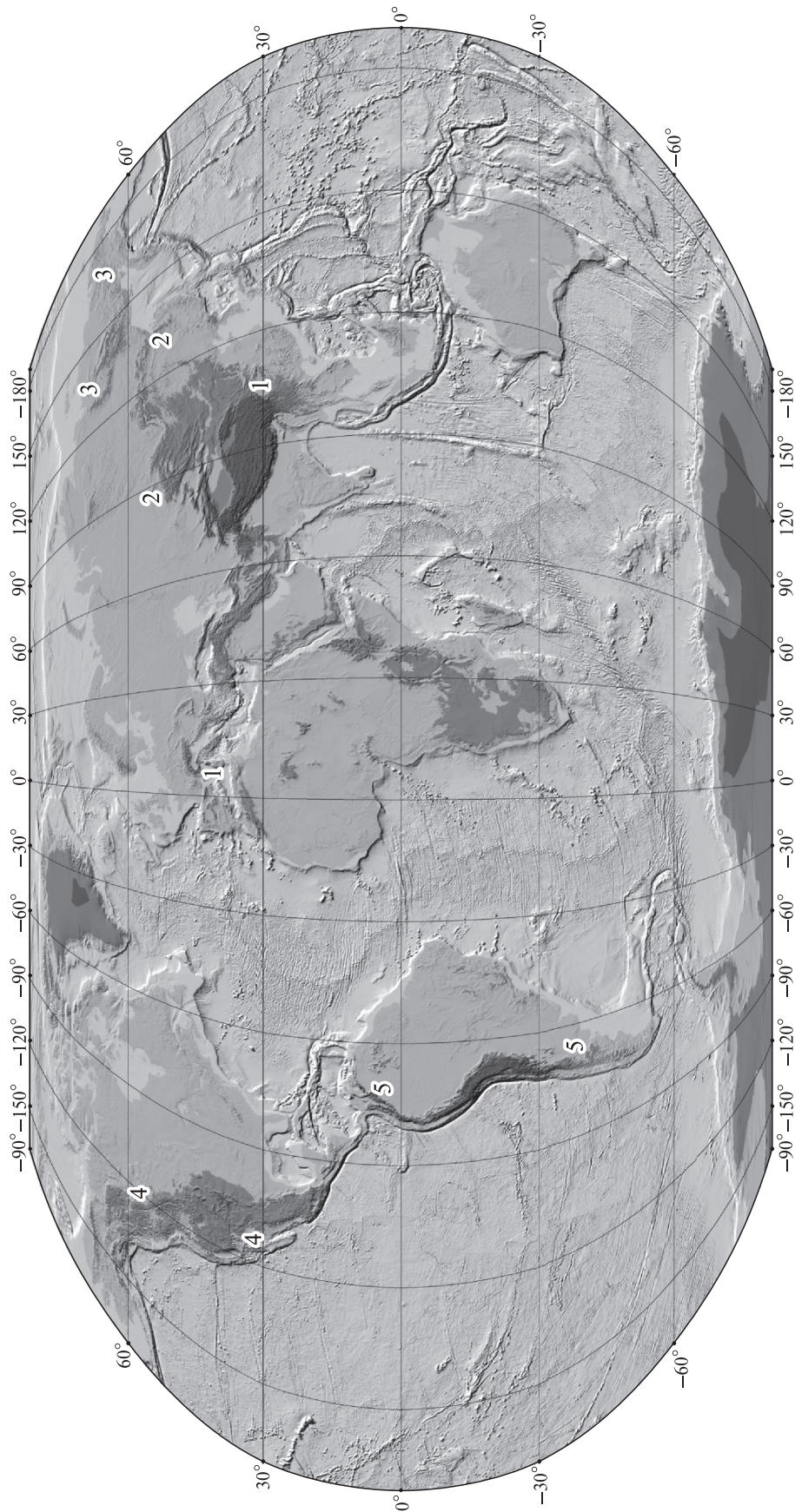


Рис. 42. Континентальные горные пояса как диффузные границы плит
Пояса: 1-1 — Альпийско-Гималайский, 2-2 — Алтайско-Становой, 3-3 — Момско-Черский (северо-востока Азии), 4-4 — запада Северной Америки, 5-5 — запада Южной Америки

В остальных сечениях слэб переходит в линзовидный слой, охватывающий глубины примерно от 410 км до 670 км. В тех случаях, когда слэб уходит глубже, линзовидный слой присутствует в разрезе и выражен резче в скоростях продольных волн V_p , чем глубинное продолжение слэба. Эти слои были названы стагнирующими слэбами [Fukao et al., 2001; Maruyama et al., 2007], или большими мантийными клиньями (big mantle wedges, BMW) [Huang, Zhao, 2006; Жао и др., 2010].

Анализ мировой сети сейсмотомографических данных, выполненный в Индонезийском сегменте Альпийско-Гималайского пояса, дал менее точные результаты, чем данные локальных сетей, но выявил принципиально сходное поведение субдуцируемых слэбов (рис. 43). Профили 1–1' через дугу Тонго–Кермадек показывают, что зона повышенных и сильно повышенных скоростей поперечных волн dV_s , соответствующая сейсмофокальной зоне, переходит на глубинах 400–800 км под субконтинентальной равниной Тонго в горизонтальную высокоскоростную линзу, похожую на те, что выявлены на северо-восточной окраине Азии [Соколов, Трифонов, 2012]. Подобный переход обнаружен и под Андамано-Индонезийской дугой (см. рис. 43, профили 2–2'). Такое поведение субдуцируемых слэбов имеет важное значение для динамики верхней мантии и литосферных плит.

Скорости продольных волн V_p в мантии возрастают с глубиной от ~8 до ~13 км/с, а скорости поперечных волн V_s — от 4.3 до ~7 км/с. На определённых рубежах скорости изменяются на доли километров в секунду. Такие скачки связывают с изменением плотности горных пород, которое не может быть достигнуто только их уплотнением или разуплотнением под нагрузкой вышележащих слоёв, но предполагает изменение кристаллохимии минералов. Эти преобразования, подтверждённые лабораторными исследованиями поведения минералов при сверхвысоких давлениях и температурах, характерных для разных уровней мантии, описаны в ряде публикаций и обобщены Ю.М. Пушаровским и Д.Ю. Пушаровским [2010]. Уже на глубинах 50–100 км пироксены метабазитов и ультраосновных пород начинают переходить в более плотные гранаты. Ниже в верхней мантии фиксируются ещё несколько сейсмических разделов, из которых два наиболее чётких и повсеместных находятся на глубинах ~410 км и ~670 км.

С верхним из этих разделов связан переход оливина с ромбической сингонией в его разновидности со шпинелевой структурой (вадслеит, трансформирующийся на глубине ~520 км в ринг-

вудит), что увеличивает плотность минерала на величину до 8%. Примерно на той же глубине клинопироксен трансформируется в вадслеит и стишовит. В интервале глубин от 410 до 500 км пироксены приобретают более компактную структуру типа ильменита. Итак, на глубинах 410–670 км доминируют гранат, шпинель и силикаты с ильменитовой структурой. Глубже они замещаются более плотными перовскитоподобными фазами, на долю которых приходится ~80% объёма нижележащих пород [Сорохтин, 2007]. Их обычно называют нижней мантией, а Ю.М. Пушаровский разделяет на среднюю (~700–1700 км) и нижнюю (~1700–2900 км) мантии. Изложенные данные показывают, что скачки на сейсмических разделах и отчасти общее нарастание скоростей сейсмических волн с глубиной обусловлены изменениями кристаллохимической структуры вещества мантии при том, что её химический состав может быть достаточно однородным.

Принципиальным параметром, определяющим геодинамическую роль верхней мантии, является количество содержащейся в ней воды. А.Е. Рингвуд [1981] оценивал его в 0.1%. По данным В.А. Пугина и Н.И. Хитарова [1978], количество воды в мантии исчисляется сотыми долями процента.

Вместе с тем, Ф.А. Летников [2001, 2003, 2006] отводит глубинным флюидам важную роль в формировании литосферных и, в частности, коровых магматических очагов и в метаморфическом преобразовании литосферы. Он полагает, что главный источник флюидов — астеносфера, но допускает их поступление и с больших глубин.

Прямые доказательства присутствия воды в подлитосферной мантии отсутствуют, поскольку водосодержащие глубинные ксенолиты и эксгумированные породы подверглись минеральным преобразованиям при их поступлении на земную поверхность.

Согласно петролого-геохимическим данным, минералы подлитосферной мантии лишены гидроксильных групп [Рябчиков, 2005]. Исключением могут быть породы на уровне 410–670 км. Кристаллохимическая структура вадслеита и рингвудита такова, что допускает замену части анионов кислорода этих безводных минералов на гидроксильные группы [Smyth, 1994; Jacobsen et al., 2005; Отани, Чжао, 2009]. Их источником могут быть субдуцируемые слэбы, которые содержат не до конца обезвоженные амфиболиты и метаосадочные породы и полностью или частично переходят в относительно высокоскоростные субгоризонтальные линзы на уровне 410–670 км.

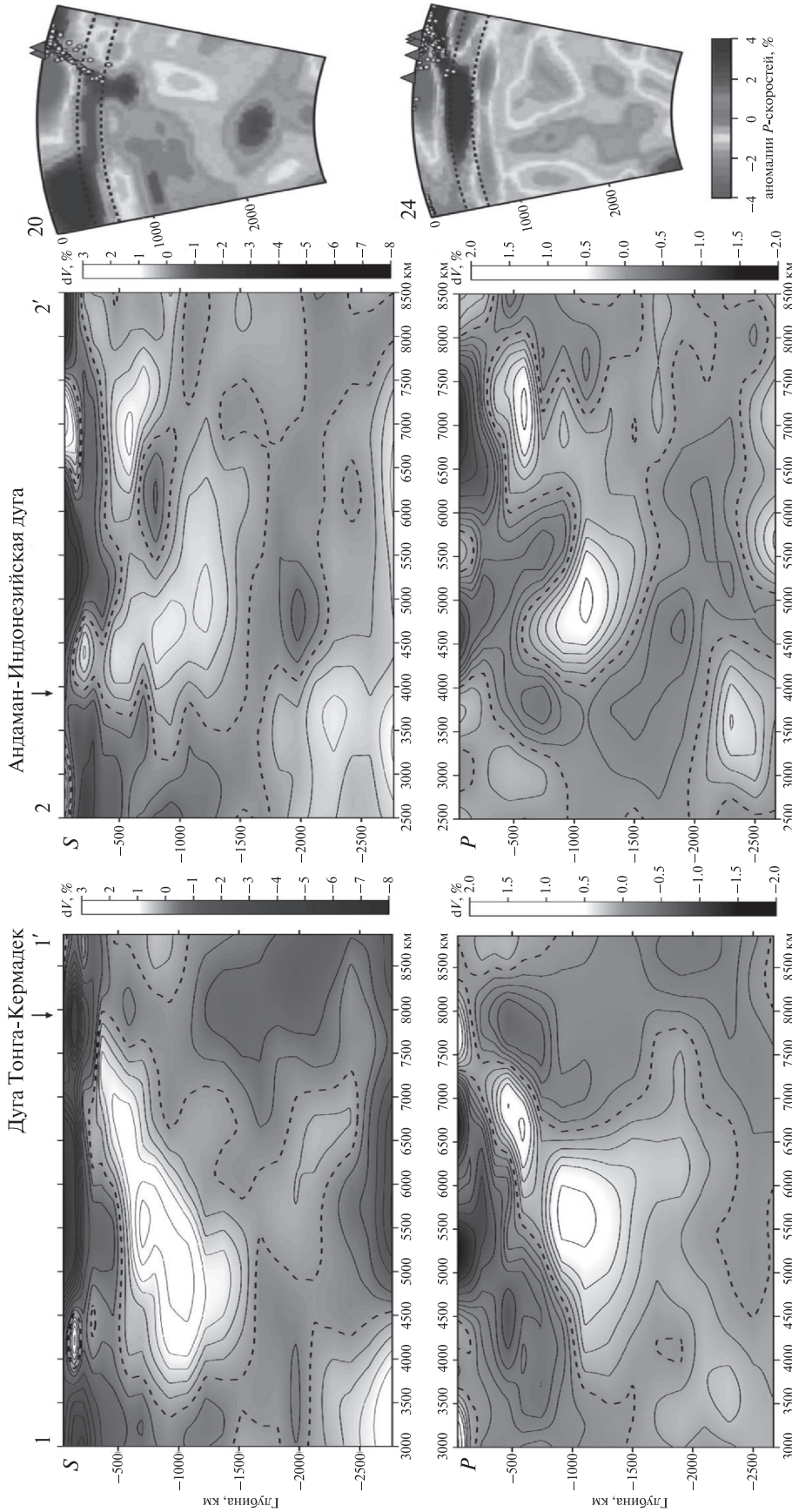


Рис. 43. Сейсмотомографические разрезы мантии по S- и P-волнам через районы Тонга–Кермадек и Индонезия–Филиппины на стыке островодужных систем Индонезийского сегмента Альпийско-Гималайского пояса и запада Тихого океана [Соколов, Трифионов, 2012]. Составил С.Ю. Соколов по данным глобальной объемной модели NGRAND и HWE97P [Becker, Boschi, 2002; Grand et al., 1997; Van der Hilst et al., 1997]

Контуры проведены через 0.5% для S-волн и 0.25% для P-волн, пунктир показывает нулевые значения. Для сравнения представлены профили 20 и 24 через остро-водужные системы северо-востока Азии, составленные по более точным данным локальных сейсмических сетей по P-волнам [Жао и др., 2010]. Видно выполаживание субдуцируемых слэбов на уровне переходного слоя мантии

На присутствие флюидов на этих глубинах указывают сильное затухание поперечных волн при слабом изменении их скорости [Lawrence, Wysesession, 2006] и повышенная электропроводимость [Kelbert et al., 2009].

Что же касается более глубинных источников водных флюидов, то современные данные о плотности земного ядра допускают присутствие в нём водорода. Гидрид железа оказывается устойчивым при температурах и давлениях, характерных для нижней мантии [Пушаровский Ю.М., Пушаровский Д.Ю., 2010]. Однако минералы нижней мантии содержат минимальное количество кислорода, исключаяющее его соединение с водородом. Такая возможность возникает лишь в слое 410–670 км. Поэтому можно допустить, что потенциальные источники водных флюидов появляются в составе мантии выше 670 км. Присутствие водных флюидов существенно изменяет деформационные свойства пород.

4.2. Принципы обнаружения и изучения неотектонической расслоенности литосферы

Впервые на возможность дифференцированных латеральных перемещений слоев литосферы указал А.В. Пейве [1967] практически одновременно со становлением теории тектоники литосферных плит. Позднее он же предложил термин «тектоническая расслоенность». Развивая это представление, А.В. Пейве писал: «Можно сделать заключение, что материал отдельных частей тектоносферы в латеральном направлении перемещается дифференциально, т.е. с разной скоростью. И если считать, что главной зоной тектонического течения и перемещения материала является астеносферный слой верхней мантии, то не с меньшим основанием можно признать также большую роль дифференцированных латеральных перемещений масс как по основанию коры, так и внутри нее» [Пейве, 1977, с. 7].

Дальнейшее развитие идей тектонической расслоенности литосферы, нашедшее в России наиболее полное отражение в трудах Геологического института РАН, происходило в направлениях исследований как древней, так и новейшей тектоники.

В области древней тектоники наиболее результативным было изучение тектонических по-

кровов в различных регионах. Удалось показать, что покровы возникают в результате отслоения и латерального перемещения горных масс на разных уровнях земной коры и верхов мантии [Тектоническая расслоенность..., 1990]. Движение и скучивание отслоенных пластин играют решающую роль в аккреции континентальной коры. Примеры таких перемещений представлены в вышеописанных тектонических зонах Альпийской Европы, областей взаимодействия Евразийской плиты с Аравийской и Индийской плитами (см. главу 3).

В одних случаях покровные перекрытия слоёв и тектонических зон видны в обнажениях. В других случаях, как например, между зонами Юго-Западного и Юго-Восточного Памира, они определяются по структурным соотношениям и геофизическим данным. Вместе с тем, изучение офиолитовых комплексов показало, что тектоническое расслоение проявлялось в них и раньше аккреции континентальной коры — на стадии спрединга океанической литосферы или образования краевых морей. На это указывает резкая структурная дисгармония мантийной дунит-гарцбургитовой ассоциации и вышележащего разреза и габброидов по отношению к дайковому комплексу и базальтам.

О глубинах срыва и течения горных масс в древние геологические эпохи можно судить по петрологии и физическим свойствам эксгумированных позднее пород зоны срыва и ее аллохтона, сопоставляя эти свойства с особенностями геофизических разделов литосферы. Такое сопоставление не всегда однозначно, поскольку физические свойства пород на разных глубинах могли изменяться со временем по мере эволюции тектонической обстановки. Поэтому вызывают повышенный интерес проявления тектонической расслоенности в новейшую и современную геологические эпохи. Они позволяют во многих регионах не только доказать сам факт расслоения, но и оценить реальные пространственные масштабы и глубины процесса.

Неотектоническая расслоенность континентов часто недоступна непосредственному наблюдению из-за недостаточной величины эрозионного среза структур. На неё указывают косвенные признаки: проявления различий новейших структурных планов на разных уровнях литосферы, особенности геофизических полей, сейсмичности и иногда вулканизма и флюидогазовой деятельности [Макаров и др., 1982].

В процессе исследований эти критерии были уточнены и расширены [Кожурин, Трифонов,

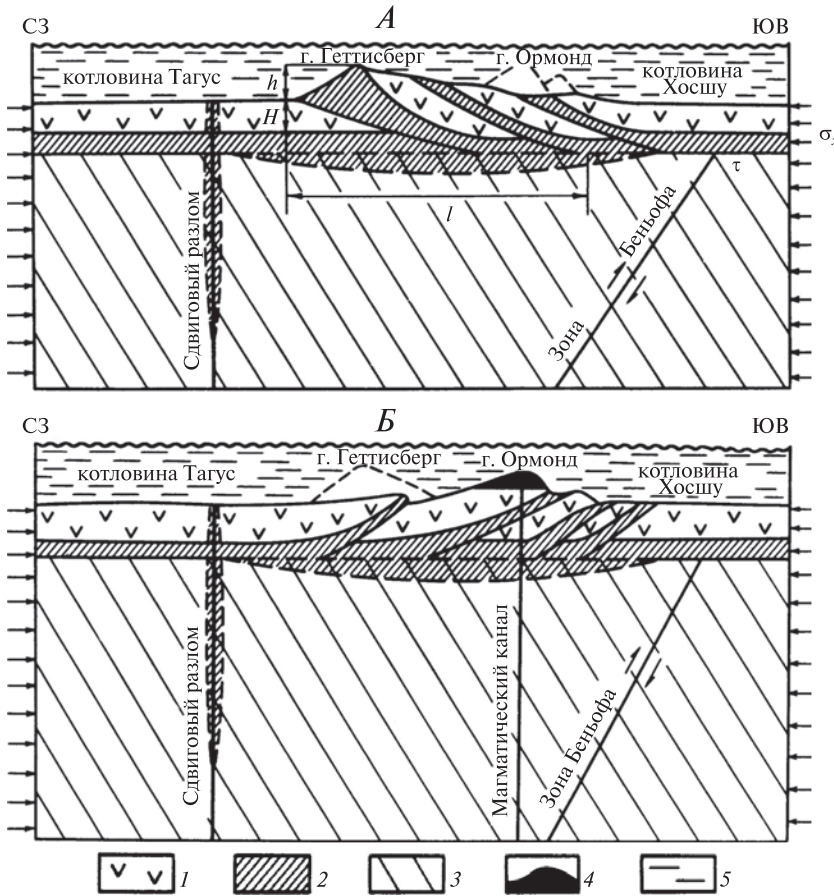


Рис. 44. Геологические разрезы через южную (А) и северную (Б) части возвышенности Горриндж в Атлантике [Тектоническая расслоенность..., 1990]

1 — габбро и базальты; 2 — серпентинит; 3 — мантийная часть литосферы; 4 — щелочной базальт; 5 — вода

1982; Трифионов, 1983; Тектоническая расслоенность..., 1990]. С их помощью было установлено, что во многих регионах (Памир, Тянь-Шань, Таджикская депрессия, Кавказ, Балканы, побережья Тихого океана и др.) современная литосфера представляет собой более или менее сложный ансамбль по-разному деформированных литопластин, разделенных горизонтальными, наклонными, реже вертикальными астенослоями и астенолинзами — зонами относительно контрастных и дифференцированных тектонических движений. Проявления этого обнаруживаются прежде всего в активных областях, характеризующихся на земной поверхности разнообразными признаками интенсивных современных геодинамических процессов, но не ограничиваются ими.

В последние годы появляется все больше данных о неотектонической расслоенности океанической литосферы [Тектоническая расслоенность..., 1990]. Геологические указания на рас-

слоенность содержатся в результатах драгирования склонов. Так, в зоне разлома Клария в Тихом океане обнаружена последовательная смена снизу вверх по склону пород второго океанического слоя третьим слоем и вновь вторым [Меланхолина и др., 1983]. В пределах банки Горриндж в Атлантическом океане выявлены признаки надвигания габбровой пластины на мантийные апогарцбургитовые серпентиниты южной вершины банки (рис. 44).

Более многочисленны геофизические свидетельства. Из них упомянем сейсмический разрез, пересекающий Срединно-Атлантический хребет на 20° ю.ш. [Пушаровский и др., 1985]. Здесь в третьем слое выделены три системы интенсивных и протяженных отражающих площадок, полого наклоненных в восточном направлении. Они секут наискось третий слой и представляют собой зоны деформаций, возможно, надвигового характера. Выделенные зоны не выходят за пределы третьего слоя и дисгармоничны по отноше-

нию к структуре вышележащего второго слоя, где преобладают крутые разрывы и блоковые образования, отвечающие картине симметричного спрединга и общего растяжения этой части коры.

4.3. Проявления неотектонической расслоенности литосферы в областях современной коллизии и на активных континентальных окраинах

В пределах Восточного Кавказа намечаются три структурных этажа земной коры, различающихся новейшими структурными планами

[Макаров и др., 1982; Трифонов, 1983]. В приповерхностном слое до ~10 км, сложенном преимущественно породами осадочного чехла, преобладают продольные к Кавказу структурные элементы запад-северо-западного простирания (рис. 45).

Глубже, на уровне 10–25 км, большое значение, наряду с продольными структурами, приобретают секущие к Кавказу неотектонические элементы, проявленные в геофизических полях и сейсмичности и находящие на поверхности косвенное отражение в линеаментах, которым отвечают аномалии рельефа и рисунка складчатости, границы областей с разным рельефом и стилями складчатости, флексурные уступы.

Глубже 25 км намечается продольное к Кавказу глубинное образование, примерно соответствующее зоне Южного склона Большого Кавказа. Эта вертикальная дисгармония неотектонического строения и является выражением современного тектонического расчленения земной коры, связанного с различиями реакции среды на общее для разных её уровней субмеридиональное укорочение Кавказа.

При рассмотрении Кавказа в целом обнаруживается еще более глубинная дисгармония. Неотектоническим образованием мантийного заложения представляется субмеридианальная полоса плиоцен-четвертичных вулканов, протягивающаяся на юг от центрального сегмента Большого Кавказа (см. параграф 3.2.3). Эта полоса дискордантна по отношению к коровым элементам новейшей структуры, что дает основание предполагать иную структурно-динамическую обстановку в подлитосферной верхней мантии региона.

Принципиально сходные различия между разнотемпературными новейшими структурными элементами обнаруживаются на Тянь-Шане [Макаров и др., 1982; Тектоническая расчлененность..., 1990]. Здесь установлена иерархия разнотемпературных и разной глубины заложения складчатых и разрывных элементов. Основой новейшей структуры являются складки основания, которые образуют зоны поднятий и зоны прогибов, вытянутые вдоль горного сооружения и являющиеся преимущественно верхнекоровыми образованиями [Макаров, 1977]. Они развиваются на фоне изгибов коры более крупного масштаба, которые выделяют-

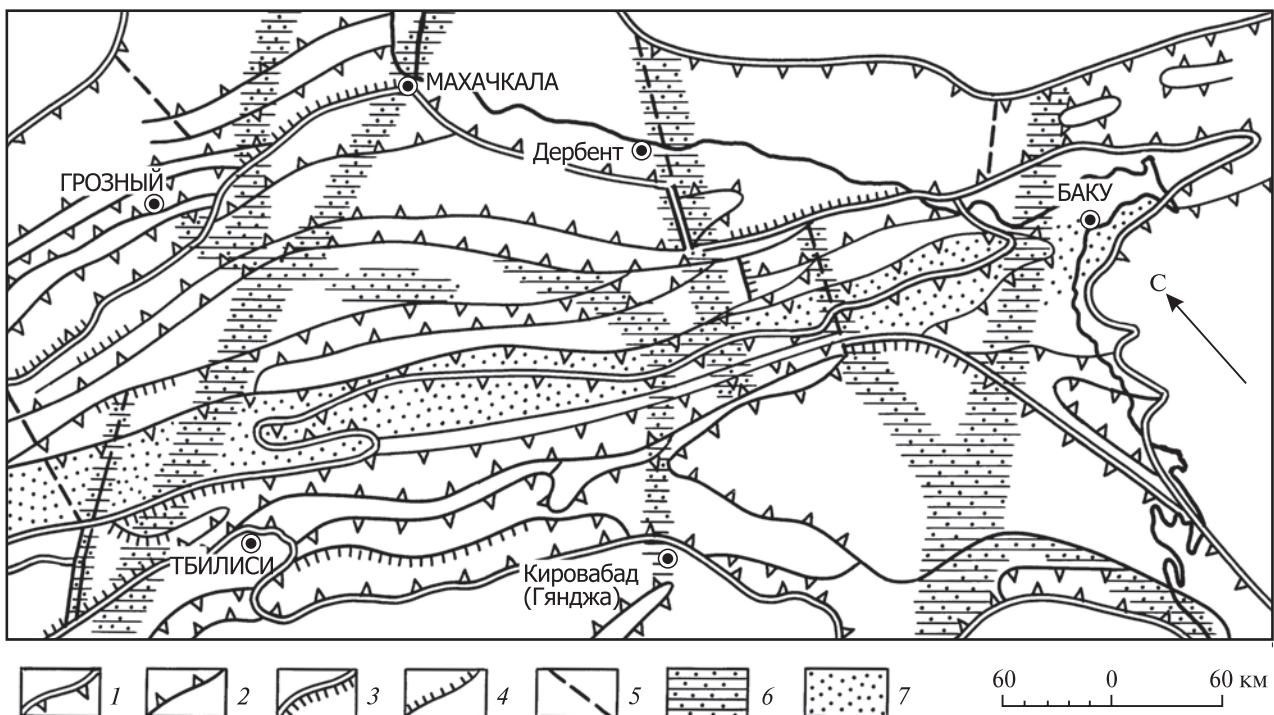


Рис. 45. Сопоставление разнотемпературных новейших структур Восточного Кавказа [Трифонов, 1999]

1–5 — неотектонические элементы осадочного чехла и приповерхностной части фундамента [Милановский, 1968]: 1, 2 — границы главных (1) и второстепенных (2) тектонических элементов с указанным направлением наклона поверхности; 3, 4 — главные (3) и второстепенные (4) новейшие разломы и флексуры с указанным направлением вертикальных смещений; 5 — новейшие разломы с неустановленным направлением смещений; 6, 7 — глубинные зоны новейших перемещений и деформаций: 6 — на глубинах 10–25 км, 7 — на глубинах до 50–60 км (зона южного склона Большого Кавказа)

ся как системы поднятий типа Чаткало-Кураминской или Заилийско-Кунгейской и системы впадин, к которым относятся главные пояса межгорных и предгорных впадин Тянь-Шаня. Структуры этого порядка охватывают уже всю кору, зеркально отражаясь в рельефе кровли мантии.

Дисгармония верхнекоровых и общекоровых структур Тянь-Шаня реализуется в основном за счет значительных изменений мощности и, возможно, иных характеристик среднекорового и нижнекорового слоев. В некоторых районах подобное явление может происходить на других уровнях, а кровля и подошва «базальтового» слоя в общем конформны. Так, в зоне сопряжения Южного Тянь-Шаня с Таджикской депрессией такое несогласие реализуется в нижней части верхнекорового слоя, где резко утолщается горизонт с аномально пониженными плотностью и скоростями прохождения сейсмических волн, предполагается разупрочнение среды и, возможно, даже частичное плавление [Макаров и др., 1982].

Более важные для освещения проблемы расчленения результаты получаются при изучении природы региональных секущих, или, как их чаще называют, поперечных зон активных деформаций Тянь-Шаня. Это зоны флексурно-разрывного характера, отличающиеся, как правило, значительной шириной и малыми градиентами смещений. Сравнительный анализ зон и систем молодых продольных складок основания и сопряженных с ними разрывов, которые составляют основу приповерхностного структурного плана, и оценка отношения к ним секущих структурных элементов приводят к убеждению, что во многих случаях последние являются поверхностным выражением структур скрытого типа, более активно развивающихся в глубинах земной коры.

Некоторые из рассматриваемых зон соответствуют крупным региональным аномалиям поля силы тяжести, гравитационным ступеням, аномалиям магнитного поля, которые отражают глубинные неоднородности коры и верхней мантии. Многие секущие зоны проявляют современную активность повышенной сейсмичностью [Макаров и др., 1982; Тектоническая расслоенность..., 1990]. По имеющимся определениям очаги этих землетрясений относятся преимущественно к нижней части «гранитного» слоя и области раздела между ним и «базальтовым» слоем.

Вместе с тем, в разных зонах имеются свои особенности вертикального распределения очагов землетрясений, которые отражают сложную картину концентрации глубинных деформаций в разрезе литосферы. Развиваясь в едином поле

напряжений субмеридионального сжатия, новейшие деформации осуществляются на разных глубинах литосферы по различным преобладающим направлениям и в разных формах. Например, по скрытым зонам глубинных деформаций северо-западного простирания в Северном и Центральном Тянь-Шане происходят правосдвиговые смещения, тогда как верхнекоровые слои здесь же испытывают в основном смятие и коробление с образованием субширотных складок основания и разрывов взбросо-надвигового типа.

Такая дисгармония приводит к концентрации напряжений, компенсационным срывам и повышенной деформации горных пород вдоль субгоризонтальных зон. На это указывают исследования Ю.К. Щукина [Макаров и др., 1982], обнаружившего увеличение сейсмичности, плотности очагов землетрясений на некоторых уровнях литосферы или изменение сейсмической активности и других характеристик сейсмичности при переходе от одного слоя коры к другому. Геофизические исследования Г.В. Краснопевцевой [1978] обнаружили в разрезе коры Тянь-Шаня слои с инверсией (падением) скорости прохождения сейсмических волн. Количество таких волноводов, их мощность, глубина нахождения и протяженность изменяются в пределах анализируемой области в зависимости от вещественных и структурных особенностей среды и от уровня латерального взаимодействия блоков литосферы.

Дополнительную информацию дает анализ новейшей структуры района Газлийских землетрясений 1976 и 1984 гг. Он расположен в Центральных Кызылкумах, где неотектонические движения не создали значительных горных сооружений, но ряд признаков позволяет считать эту область ареной современной активизации на фронте горообразования. Здесь как бы складываются геодинамические воздействия, обусловленные общим субмеридианальным сжатием Тянь-Шаня и вторичным давлением его краевых зон в северо-западном направлении. Это определяет сложность поля тектонических напряжений, вероятно, различного на разных уровнях земной коры. Последнее проявляется в различиях ориентировки генеральных структурных элементов и их активности в различных структурных этажах. Если в низах коры наиболее заметна активность субмеридианальных зон нарушений, то выше она переходит к элементам северо-восточного простирания, к которым в верхнем этаже добавляются нарушения северо-западного простирания [Макаров и др., 1982].

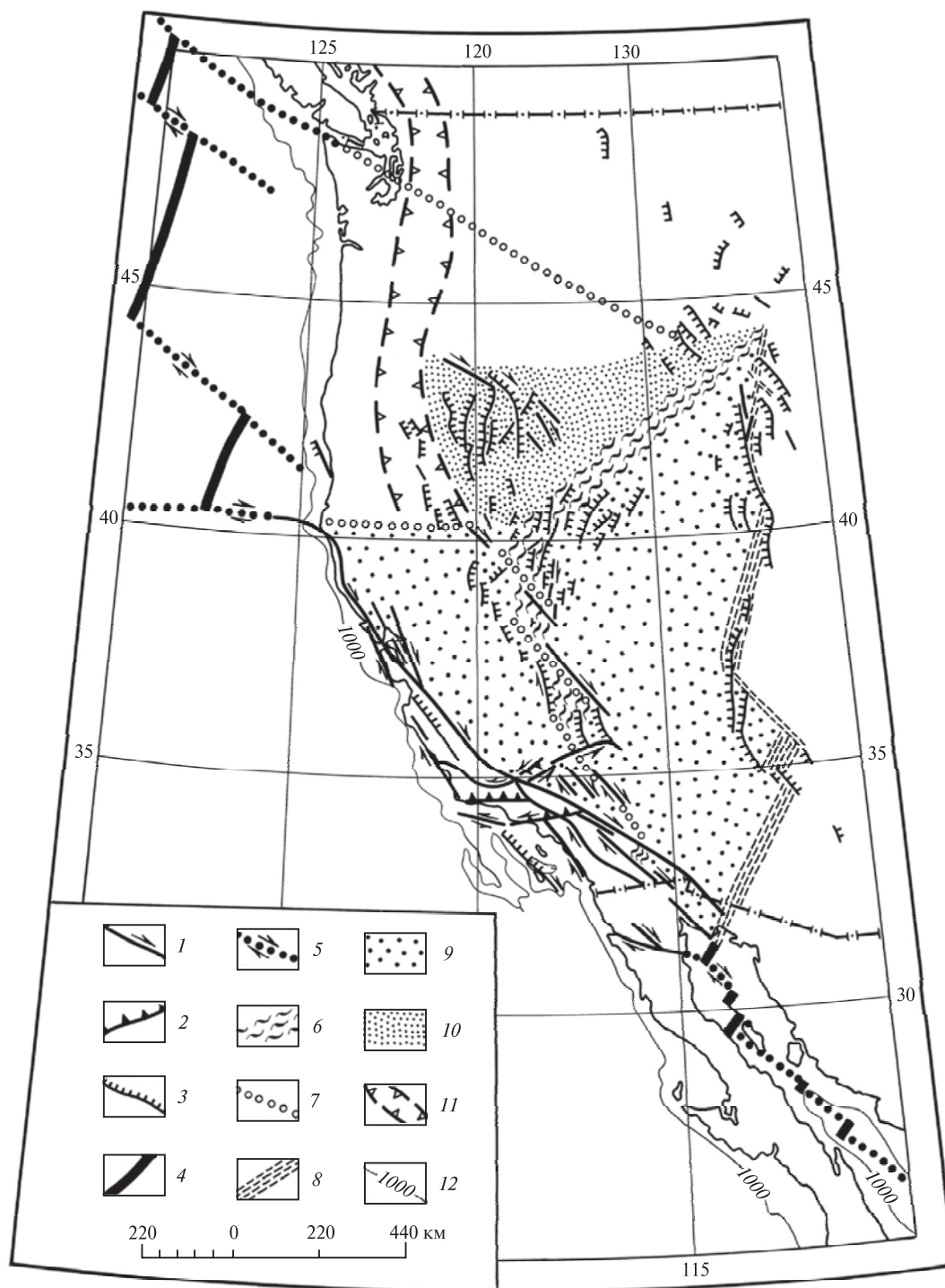


Рис. 46. Сопоставление верхнекоровых и гипотетических глубинных элементов активной тектоники запада Северной Америки [Трифонов, 1983]

1-3 — четвертичные разломы верхней части континентальной коры: 1 — сдвиги, 2 — надвиги и взбросы, 3 — сбросы; 4, 5 — активные разломы океанской литосферы: 4 — рифтовые зоны, 5 — трансформные разломы; 6-8 — зоны интенсивных движений и деформаций, погребённые под верхнекоровым слоем: 6 — главные зоны рифтового типа, 7 — главные зоны трансформного типа; 8 — второстепенные зоны рифтового и трансформного типов; 9 — область субгоризонтального срыва верхнекорового слоя; 10 — диффузная трансформная зона на континентальном продолжении разлома Мендосино; 11 — область известково-щелочного (преимущественно андезитового) вулканизма Каскадных гор, приблизительно соответствующая континентальному краю субдцировавших в плиоцен-четвертичное время реликтов плиты Фараллон; 12 — изобата 1000 м

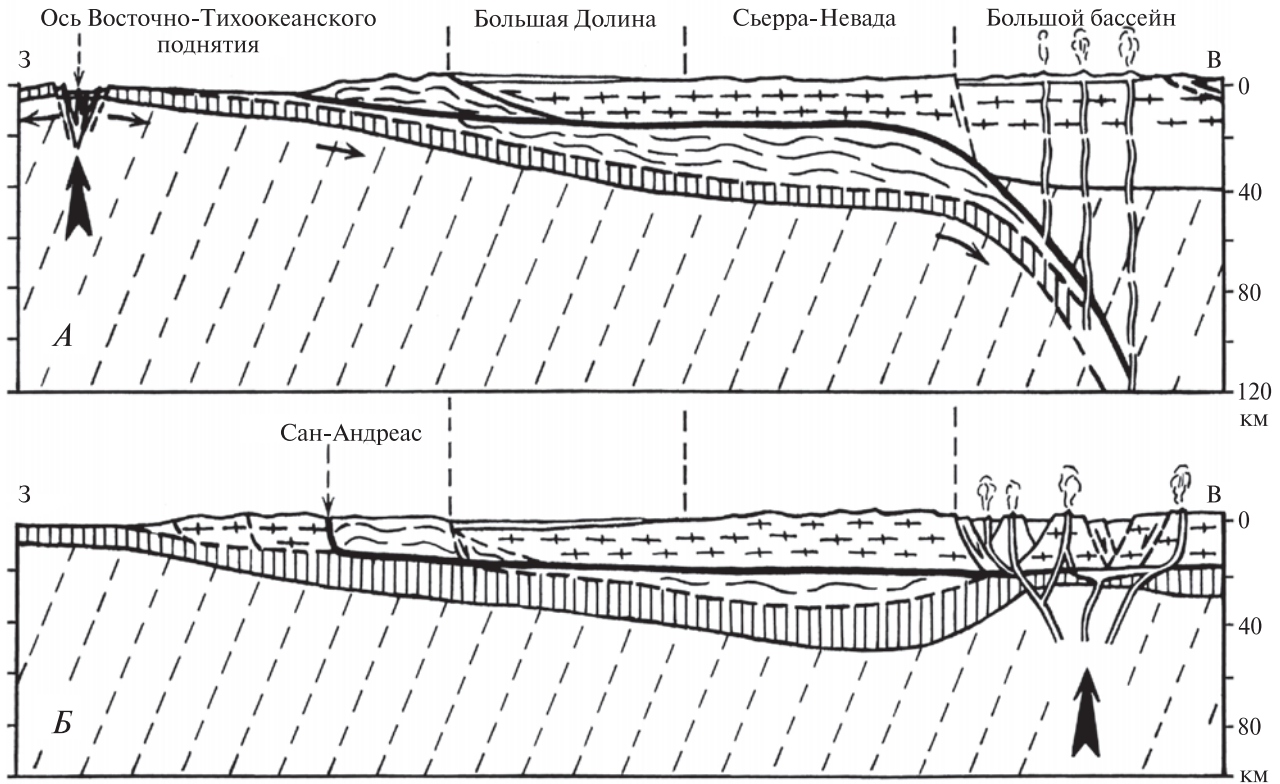


Рис. 47. Схематические профили, иллюстрирующие взаимодействие плит на границе Северной Америки и Тихого океана [Трифонов, 1983]

А — в олигоцене (спрединг от оси Восточно-Тихоокеанского поднятия; субдукция плиты Фараллон под континент; известково-щелочной вулканизм над субдуцируемой плитой); *Б* — в современную эпоху (сдвиг между Северо-Американской и Тихоокеанской плитами; срыв на глубинах 15–20 км; контрастный вулканизм вдоль глубинных границ плит и внутриконтинентальных блоков, причём эти границы не соответствуют структурам верхнекорового слоя)

Анализ строения запада Северной Америки показывает, что неотектоническая расслоенность присуща не только сжатым областям континентальной коллизии, но и структурам растяжения и сдвига [Трифонов, 1983, 1999]. Главные структурные элементы, представленные на земной поверхности, в том числе и грандиозный разлом Сан-Андреас, не продолжают ниже 15–20 км. Глубже по косвенным геологическим, геофизическим и петролого-геохимическим данным восстанавливается сочетание рифтовых и трансформных зон типа того, что существует в Калифорнийском заливе (рис. 46). Главная рифтово-трансформная ветвь может рассматриваться как глубинная граница Северо-Американской и Тихоокеанской плит. Она проходит под западным краем Большого Бассейна на удалении 300–400 км к востоку от разлома Сан-Андреас, представляющего собой аналогичную границу в верхнекоровом слое.

Различие структурных планов верхнекорового слоя и более глубоких горизонтов литосферы

в условиях интенсивных горизонтальных перемещений предполагает срыв и скольжение по подошве верхнекорового слоя (рис. 47) [Трифонов, 1983, 1999]. На такой срыв под Большим Бассейном, возможно, указывает также резкая смена по вертикали скоростей продольных сейсмических волн с 6.0 до 6.6 км/с и появление на границе этих слоев на глубине ~15 км локального маломощного волновода со скоростями до 5.5 км/с [Braile, 1977].

Возможны меньшие по масштабу субгоризонтальные срывы в верхнекоровом слое вдоль пологих надвигов, сформированных в предшествовавшую ларамийскую стадию тектонического развития. На юге Провинции Бассейнов и Хребтов, возле границы Калифорнии и Невады, где формирование новейших сбросов закончилось в миоцене, в позднейших эродированных поднятиях зона глубинного срыва выведена на земную поверхность. Она представлена породами, динамически измененными до стадии зеленых сланцев и отражающими течение мате-

4.4. Причины тектонической расслоенности и структурно-динамической дисгармонии между слоями литосферы

риала в субгоризонтальном направлении, перпендикулярном верхнекоровым сбросам [Hamilton, 1978]. Подобные образования встречены и в Северо-Западной Юте. Возраст последней стадии метаморфизма миоценовый [Compton et al., 1977].

На западном обрамлении Тихого океана наличие неотектонической расслоенности следует из того, что активные продольные сдвиги, широко распространенные в верхнекоровом слое активных континентальных окраин, не продолжаются как вглубь, так и в смежные области с корой океанического типа (см. раздел 2.2) [Кожурин, Трифонов, 1982; Кожурин, 1988].

Показательны сейсмологические данные о геодинамических различиях на разных уровнях литосферы Юго-Западной Японии к югу от Срединной тектонической линии. Мелкофокусные (не глубже 30 км, в основном 10–15 км) землетрясения сосредоточены между ней и меридиональным надвигом, расположенным сразу к западу от п-ова Кии. Фокальные механизмы и расположение активных разломов дают субширотное направление оси наибольшего сжатия. Землетрясения глубже 30 км в этом же районе приурочены к пологой сейсмофокальной зоне, наклоненной примерно на север. Механизмы их очагов указывают на субмеридианальное направление оси наибольшего сжатия [Huzita et al., 1973].

4.4. Причины тектонической расслоенности и структурно-динамической дисгармонии между слоями литосферы

Анализируя коровые землетрясения Кавказа, Г.В. Краснопевцева и Ю.К. Шукин [1978] подметили связь волновой картины с происходившими в тех местах сильными землетрясениями. Это дает основание предполагать, хотя бы частично, дислокационную природу коровых волноводов. Работая в русле подобных представлений, С.И. Шерман [1977], В.Н. Николаевский [1982; Николаевский, Шаров, 1985] и В.И. Шаров [1984] показали, что мощная земная кора, подвергающаяся воздействию тангенциальных тектонических напряжений, реагирует на них дифференцированно в зависимости от литостатиче-

ского давления, т.е. глубины. Если в верхнекоровом слое возникают сколовые нарушения — разрывы со смещениями, — то глубже они вылаживаются, развиваются многочисленные мелкие трещины, приводящие к объемному разрушению и тем самым разуплотнению пород, регистрируемому понижением скоростей сейсмических волн. В более глубоких горизонтах коры происходят милонитизация и бластез, осуществляются псевдопластические деформации, сопровождающиеся понижением прочности и большей подвижностью горных масс. В мантийной части литосферы прочность вновь возрастает.

Таким образом, континентальная литосфера реагирует на прилагаемые к ней тектонические напряжения неоднородно на разных глубинах. Могут быть выделены [Трифонов, 1987]:

— верхнекоровая часть, подвергающаяся в основном хрупкому разрушению по отдельным разломам;

— более податливая к деформациям нижняя часть коры, отделенная от верхней горизонтом объемного трещинного разрушения — коровым волноводом;

— вновь более прочная верхнемантийная часть литосферы.

По отношению к верхнекоровому слою нижележащая часть коры играет в отдельных регионах ту же роль подвижного и сравнительно пластичного субстрата, какую играет астеносфера по отношению к литосфере в целом. В современных подвижных поясах картина расслоения усложняется. Здесь местами можно выделить несколько астенолинз или астенослоёв как под литосферой, так и внутри нее, разделяющих более прочные пластины и блоки с разным стилем деформаций.

Возможная дислокационная природа коровых волноводов особенно интересна в связи с тем, что ревизия данных глубинного сейсмического зондирования [Сейсмические модели..., 1980] позволила выделить коровые волноводы не только в современных подвижных поясах, но и под древними щитами, фанерозойскими складчатыми областями разного возраста, древними и молодыми платформами. Такое реологическое расслоение вне активных областей может быть обусловлено древними геологическими процессами. С объемной трещиноватостью волноводов может быть связана их повышенная флюидонасыщенность. Вдоль них могут концентрироваться современные флюидные очаги, развитие которых изменяет напряженное состо-

яние пород и, в частности, понижает литостатическое давление, облегчая тем самым горизонтальное дифференцированное движение литосферы континентов вне подвижных поясов.

При такой всеобщности расслоения, хотя и неравноценного в разных регионах, рассчитанные в рамках концепции тектоники литосферных плит направления и скорости их новейших перемещений достоверно характеризуют лишь верхнекоровые литопластины, но могут отличаться от направлений и скоростей движения более глубоких литосферных масс [Трифонов, 1987].

Аналогичные представления развивает Л.И. Лобковский [1988; Тектоническая расслоенность..., 1990], предложивший концепцию двухъярусной плитной тектоники, согласно которой она реализуется в значительной мере независимо на мантийном и коровом уровнях, причем нижняя часть коры в определенном смысле оказывается тождественной мантийной астеносфере, и коровые «плиты» при их меньшей толщине, как правило, меньше по размерам, чем мантийные. Л.И. Лобковский снабдил предложенную модель некоторыми расчетами. Двухъярусная плитная тектоника представляется лучшим приближением к действительности по сравнению с постулатом монолитности плит, но и она не исчерпывает многих особенностей тектонической расслоенности.

Степень тектонического расслоения различных геоструктурных областей неодинакова. В относительно стабильных областях вертикальная реологическая неоднородность литосферы проявляется, в частности, существованием внутрикорового волновода, который, как отмечено выше, может представлять собой флюидонасыщенный горизонт объемного разуплотнения горных пород. Это создает потенциальную возможность, но только возможность, дифференцированных по глубинам новейших перемещений и деформаций. Такая возможность редко реализуется в большом масштабе, о чем можно судить по слабой сейсмичности и отсутствию надежных признаков существенной дисгармонии между новейшими структурами разных уровней.

Вместе с тем, согласно сейсмическим данным, под древними щитами Северного полушария редуцирована мантийная астеносфера. Можно допустить, что изостатическая компенсация появления и снятия ледовой нагрузки со-

ответственно в ледниковые и межледниковые эпохи осуществляется частично на уровне внутрилитосферных (нижнекоровых) волноводов.

В подвижных поясах, напротив, картина расслоения усложняется. В одном разрезе могут выделяться два-три коровых волновода. Если на Восточном Кавказе в разделяемых ими литослоях различается лишь структурное выражение единого процесса современного субмеридионального сжатия и укорочения территории, то сейсмотектонический анализ района Газлийских землетрясений позволяет предполагать различия геодинамических условий структурообразования и направления перемещений на разных уровнях. А коровые волноводы под Северным Памиром и Южным Тянь-Шанем являются глубинными продолжениями или нижними ограничениями активных надвигов со значительными амплитудами новейших перемещений.

Тектоническое расслоение не приурочено повсеместно к одним и тем же уровням, а охватывает в разных условиях различные глубины и горизонты литосферы. Как показал С.В. Руженцев, проанализировавший, чем сложены базальные горизонты различных тектонических покровов, их отслоение могло происходить на уровнях осадочного чехла, гранитно-метаморфического слоя, низов коры и верхов мантии [Пейве и др., 1983]. Современные горизонты пониженной прочности и наиболее контрастных латеральных перемещений косвенно определяются по тому, на каких глубинах осуществляется изостатическая компенсация эрозии поднятий и аккумуляции обломочного материала во впадинах. Такие горизонты могут быть представлены и частью осадочного чехла, и коровым волноводом, и мантийной астеносферой. Разнообразие проявлений современной тектонической расслоенности литосферы необходимо учитывать при оценке ее роли в процессах тектогенеза и эволюции земной коры.

Такие черты геологического строения, как диффузность границ плит, тектоническая расслоенность литосферы, переход большинства субдуцируемых слэбов в ВМВ, осложняют плейт-тектонику и заставляют отказаться от некоторых постулатов её первоначальной версии, но не меняют сути теории. Главный принцип, что структурные проявления тектонического процесса являются результатом взаимодействия плит, остаётся незыблемым.

Глава 5 Новейшее горообразование

5.1. История новейшего горообразования в Альпийско-Гималайском поясе

Важнейшей особенностью неотектонического этапа являются высокогорные системы, существовавшие на более ранних этапах мезозоя и кайнозоя. Рассмотрим в аспекте горообразования историю тектонических движений, обусловивших современный рельеф описанных в разделах 3.1 и 3.2 центральных сегментов Альпийско-Гималайского орогенического пояса между Карпатами и Балкано-Эгейским регионом на западе и Тянь-Шанем, Тибетом и Гималаями на востоке (см. рис. 14). Современные горные системы закладывались в разных частях пояса неодновременно, но на большей его части это случилось в олигоцене [Шульц, 1948; Трифонов, 1999]. Поэтому ниже история новейшего горообразования анализируется с олигоцена.

Выделяются две стадии новейших деформаций, различающиеся интенсивностью горообразования, понимаемого в данном контексте как вертикальные движения, приводящие к формированию субаэральных возвышенностей [Трифонов и др., 2012]. За нижнюю границу первой стадии принято начало олигоцена, хотя местами формирование обширных субаэральных поднятий началось ещё в конце эоцена, а в других местах — только в конце олигоцена или начале миоцена. Переход от первой стадии горообразования ко второй также происходил в разных местах в разное время. В одних горных системах, например, на Большом Кавказе, он приходится на конец миоцена или начало плиоцена, а в других, например, на Тянь-Шане, — на начало плейстоцена.

В течение первой стадии намечаются три фазы, в которые сжатие орогенического пояса, определяемое движением гондванских плит, различалось по направлению [Трифонов и др., 2012]. Эти фазы соответствуют: олигоцену и раннему миоцену; среднему миоцену; позднему миоцену и местами плиоцену.

1. *Олигоцен и ранний миоцен* (~35–17 млн лет назад). На востоке региона начавшиеся в конце среднего эоцена деформации сжатия продолжались в олигоцене и привели к закрытию субокеанских прогибов Сабзеварского [Казмин и др., 2010] и зоны Инда–Цангпо [Aitchison et al., 2007] (рис. 48). Интенсивные деформации сжатия имели место в Гератской зоне на севере Афганистана и на северо-западе Памиро-Гиндукуша, где вызвали выдавливание блока Юго-Западного Памира к востоку и его надвигание на зону Юго-Восточного Памира (см. параграф 3.1.2). Поперечное сжатие на севере зоны Кветты проявилось смятием эоценового прогиба Катаваз и надвигами северо-восточного простирания в офиолитовых зонах Хоста, Тарнака и Хашруда [Геология и полезные ископаемые..., 1980; Tapponnier et al., 1981].

В зонах концентрации сжатия возникли складчатые и послескладчатые поднятия. Олигоцен-миоценовые конгломераты несогласно перекрыли деформированные отложения зоны Инда–Цангпо [Aitchison et al., 2007]. Конгломераты обнаружены и на обрамлениях Памира [Швольман, 1977] и Куньлуня [Современная геодинамика..., 2005]. Дифференцированные вертикальные движения распространились в Тянь-Шань. В Центральном Тянь-Шане олигоцен представлен мелкогалечными конгломератами и более тонкообломочными отложениями [Шульц, 1948; Макаров, 1977; Чедия, 1986]. В составе гальки присутствует и местами составляет ведущую долю местный обломочный материал [Бачманов и др., 2009].

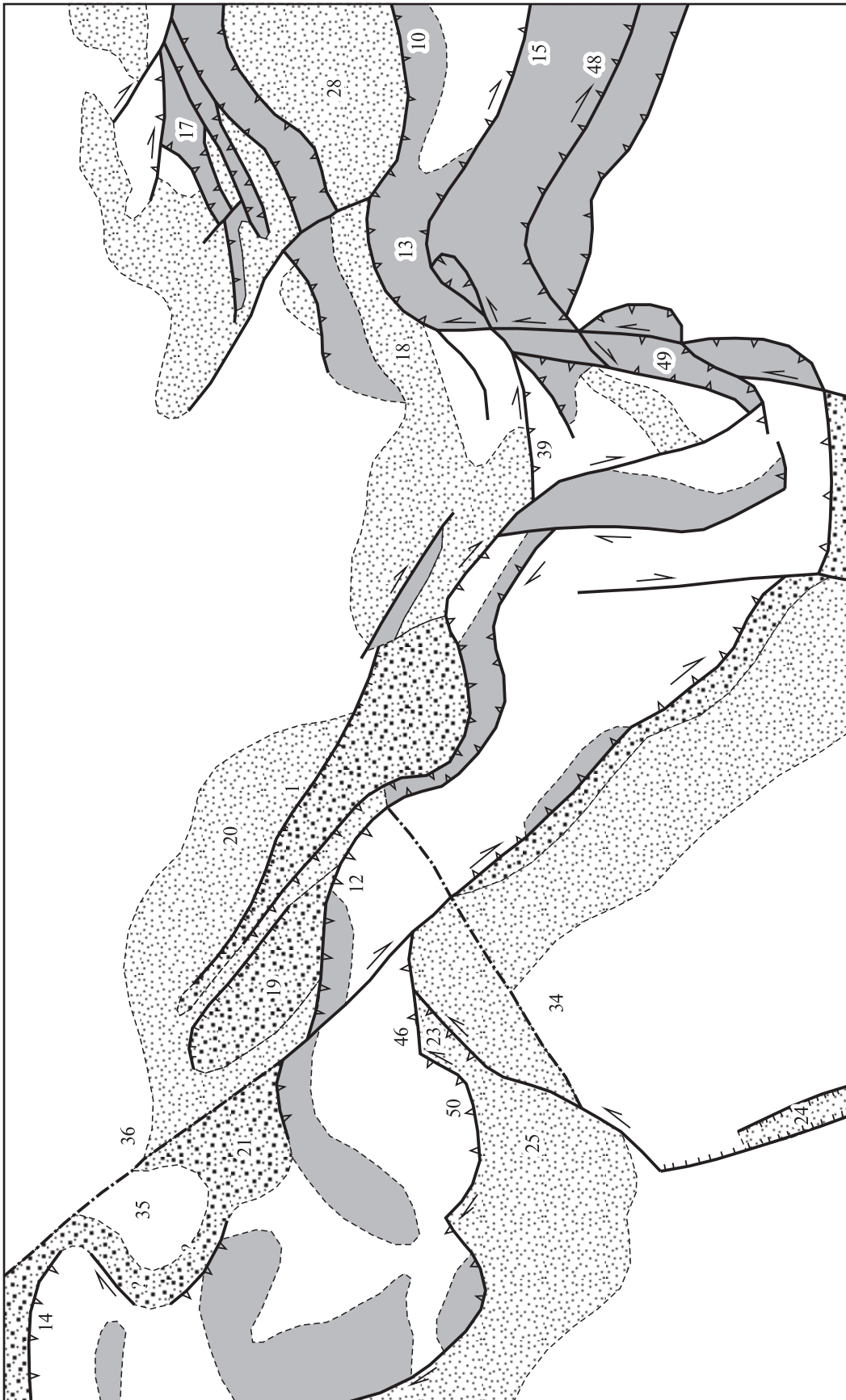


Рис. 48. Схематичная карта основных структурных элементов Альпийско-Гималайского пояса в конце олигоцена (~25 млн лет назад) [Трифонов и др., 2012]
Условные обозначения см. на рис. 14

Это означает, что основа современного структурного плана региона — зоны хребтов как области сноса и зоны впадин как области аккумуляции зародились в олигоцене. В раннем миоцене вертикальные движения стали более вялыми, формировались делювиальные и озёрные глинистые отложения, местами с эвапоритами [Трифонов и др., 2008].

Судя по относительной тонкообломочности осадков и небольшой амплитуде врезов этого времени (первые сотни метров [Макаров, 1977; Чедия, 1986]), размах олигоценового рельефа в Центральном Тянь-Шане не превышал 1 км. Аномально грубые конгломераты Минкуш-Кёкёмеренского рампя являются продуктом разрушения активизированных позднепалеозойских покровов и не связаны с большим гипсометрическим контрастом [Бачманов и др., 2008]. Об отсутствии высоких гор свидетельствует и тонкообломочность молассы в предгорьях Памира и Гиндукуша (Афгано-Таджикская депрессия) и Куньлуня (юг Таримской впадины).

Вместе с тем, радиоизотопные данные о палеопочвах впадины Нима в Центральном Тибете указывают на условия высокогорья ~26 млн лет назад [DeCelles et al., 2007]. Значительное изостатическое поднятие того же времени можно предполагать и на Юго-Западном Памире, верхнекоревая пластина которого мощностью 25 км надвинулась на континентальную кору Юго-Восточного Памира (см. параграф 3.1.2). Но эти высокие горы были невелики по площади и позднее эродированы.

В Аравийско-Кавказском сегменте орогенического пояса, перед фронтом Южного Тавра, субдукция конца эоцена — олигоцене привела к образованию на северном склоне прогиба Киликия-Адана аккреционной призмы, сложенной фрагментами мезозойской океанской коры и её раннепалеогенового чехла [Robertson et al., 2004]. Процесс завершился на северо-востоке области коллизией Таврид с Аравийской плитой и перекрытием аккреционной призмы нижнемиоценовыми осадками. На юго-западе сохранился реликт южного края бассейна, отчленённый восстановленной в раннем миоцене (~17 млн лет назад) Кипрской дугой, под которую начал субдуцировать Левантинский бассейн южной окраины Тетиса.

В это время деформации достигли здесь кульминации, что выразилось на северо-западе Сирии в резком угловом несогласии между эоценом и гельветом [Неотектоника..., 2012]. Деформации проявились и в других зонах Аравийско-Кавказского сегмента орогенического пояса

вплоть до южного фланга кавказской части Карпато-Кавказской системы прогибов (Паратетиса). Их пододвигание под Малый Кавказ сопровождалось, по данным М.Г. Леонова [1975; Большой Кавказ..., 2007], формированием флиша и тектоногравитационных микститов. Сами прогибы не испытали деформаций. В олигоцене они местами даже углубились, несмотря на глобальную регрессию, а эпиконтинентальное море трансгрессировало на часть Большого Кавказа и смежную с ним и Карпатами часть Скифской платформы [Копп, Щерба, 1998]. В раннем миоцене привнос обломочного материала в осадочные бассейны сократился.

Важнейшим событием олигоцене стало заложение грабена на месте будущего Аденско-Красноморского рифта, что положило начало отодвиганию Аравии от Африканской плиты. В связи с этим ~20 млн лет назад возникла Трансформа Мёртвого моря [Garfunkel, Ben-Avraham, 2001]. Её северная часть проходила вдоль континентального склона Левантинской впадины [Rukieh et al., 2005; Неотектоника..., 2012], наследуя более раннюю трансформную зону. В Балканах за позднеэоценовой фазой надвигания последовало их поднятие в олигоцене. Продолжалась начавшаяся в конце эоцена коллизия Адрии, Восточных Альп и Западных Карпат с Евразией, сопровождавшаяся развитием передового прогиба, где флишевое осадконакопление сменилось молассовым [Golonka, 2004]. Перемещение внутренних карпатских зон положило начало оформлению Карпатской дуги. Оно завершилось надвиганием сорванных покровов Северных Карпат на передовой прогиб в конце раннего миоцена.

Олигоценные поднятия (преимущественно низкогорные, судя по составу предгорной молассы) были приурочены на западе пояса к зонам концентрации коллизионного сжатия. За исключением кавказских прогибов Паратетиса площади поднятий возрастают, а осадки эпиконтинентальных бассейнов, например, на севере Аравии, принадлежат регрессивной фазе палеогенового седиментационного цикла. Вероятно, это связано с усилением коллизионного сжатия, хотя отчасти может объясняться глобальным падением уровня Мирового океана.

Все структуры орогенического пояса, подвергшиеся деформациям сжатия в олигоцене и раннем миоцене, простираются широтно или на северо-восток. Это указывает на север-северо-западную ориентировку оси наибольшего сжатия, возможно, связанную с тем же направлением движения плит гондванского ряда.

2. *Средний миоцен* (~16–11 млн лет назад). Во вторую фазу (конец раннего миоцена и средний миоцен) на востоке пояса наиболее интенсивные латеральные перемещения и деформации коровых блоков происходили в области Индо-Евразийской коллизии. Ориентировка сжатия стала северо-восточной, и деформации и надвигание охватили Гималаи, Каракорум и памирские зоны северо-западного простирания, где выражены пиком метаморфизма и гранитообразования [Searle, 1990, 1996; Иванова, Трифонов, 2005] (рис. 49).

Вместе с тем, в Центральном Тянь-Шане, где олигоценные поднятия простирались на восток–северо-восток, интенсивность движений ослабевает. Средняя скорость врезания стала меньше, чем в олигоцене [Чедия, 1986]. В миоцене преобладают тонкообломочные (песчано-алевритоглинистые) озёрные осадки, тогда как аллювиально-пролювиальные отложения занимают подчинённое место. Области осадконакопления расширились, перекрыв часть олигоценых поднятий [Бачманов и др., 2009]. Каждый из осадочных бассейнов представлял собой цепочку изменявшихся озёр, связанных постоянными или временными протоками. Бассейны разделялись зонами плоских поднятий, служивших источниками сноса части обломочного материала. К югу и востоку, с приближением к современному хребту Кокшаал и массиву Хан-Тенгри, грубость обломочного материала возрастает, указывая на большие превышения и эрозию. Оттуда происходил водный вынос большей части материала, с чем согласуется частичное замещение прослоев карбонатов эвапоритами по мере удаления от этих поднятий.

Свидетельства переориентировки наибольшего сжатия на северо-восточное в конце раннего — начале среднего миоцена обнаружены и в более западных районах пояса. На северо-западе Аравийской плиты наступает тектоническое затишье с развитием гельветско-тортонского седиментационного цикла, а интенсивные движения происходят по Главному надвигу Загроса и приводят к закрытию реликтового бассейна Неотетиса между Аравийской плитой и Санандадж-Сирджанской зоной Ирана [Golonka, 2004]. Это положило начало развитию Месопотамского передового прогиба, наследовавшего прогибавшуюся и прежде северо-восточную окраину плиты. В конце среднего — начале позднего миоцена на северо-восточном фланге прогиба началась складчатость [Неотектоника..., 2012].

Происходит обмеление и затем закрытие кавказских прогибов Паратетиса, и в конце второй

фазы слагающие их осадки испытали складчатость [Копп, Щерба, 1998; Большой Кавказ..., 2007]. С подобной переориентировкой сжимающих усилий возможно связано надвигание Внешней зоны Восточных Карпат на Фокшанскую впадину Предкарпатского прогиба в конце среднего и начале позднего миоцена [Artyushkov et al., 1996]. Поднятие, связанное с деформационным утолщением коры, было компенсировано уплотнением её нижних горизонтов (см. параграф 3.3.4). Подобное явление, вероятно, имело место на южном склоне Большого Кавказа, где интенсивное смятие и скупивание осадочных толщ также не привели к образованию высокогорного рельефа. Судя по составу обломочных комплексов, высокогорий не возникло и в других регионах пояса, а на месте смещённых и деформированных внутренних зон Карпат образовалась Паннонская впадина.

3. *Поздний миоцен — ранний плиоцен* (~10÷~4 млн лет назад). В третью, позднемиоцен-раннеплиоценовую фазу преобладающая ориентировка сжатия вновь становится север–северо-западной или субмеридиональной. Пик диастрофизма приходится на мессиний. Возникла система южновергентных надвигов на южном склоне Большого Кавказа (рис. 50). На южном фланге области взаимодействия Аравийской и Евразийской плит имела место главная фаза складчатости и надвигания в Пальмирадах. Активизировались складчатые деформации в Эллинидах и надвигообразование на Памире. Началась проградация выражавшихся в рельефе складчатонадвиговых зон на юг от Главных надвигов Загроса и Тавра. В Гималаях подобная проградация проявилась переходом фронта максимальных смещений и деформаций в зону Передового разлома.

В некоторых межгорных впадинах Центрального Тянь-Шаня в верхнем миоцене отмечено возрастание содержания грубообломочных пород, сменяющихся более тонкообломочными вверх по разрезу. Эти грубообломочные породы возникли из-за активизации и разрушения позднепалеозойских тектонических покровов, т.е. усиления скорее горизонтальных, чем вертикальных движений [Бачманов и др., 2009]. В результате позднемиоценовых смещений и складчатости местами, например на Большом Кавказе, возник расчленённый рельеф [Копп, Щерба, 1998], однако состав обломочного материала в межгорных и передовых прогибах здесь, как и в других частях пояса, указывает на поднятия, не превышавшие среднегорных.



Рис. 49. Схематичная карта основных структурных элементов Альпийско-Гималайского пояса в начале среднего миоцена (~18 млн лет назад) [Трифонов и др., 2012]
Условные обозначения см. на рис. 14

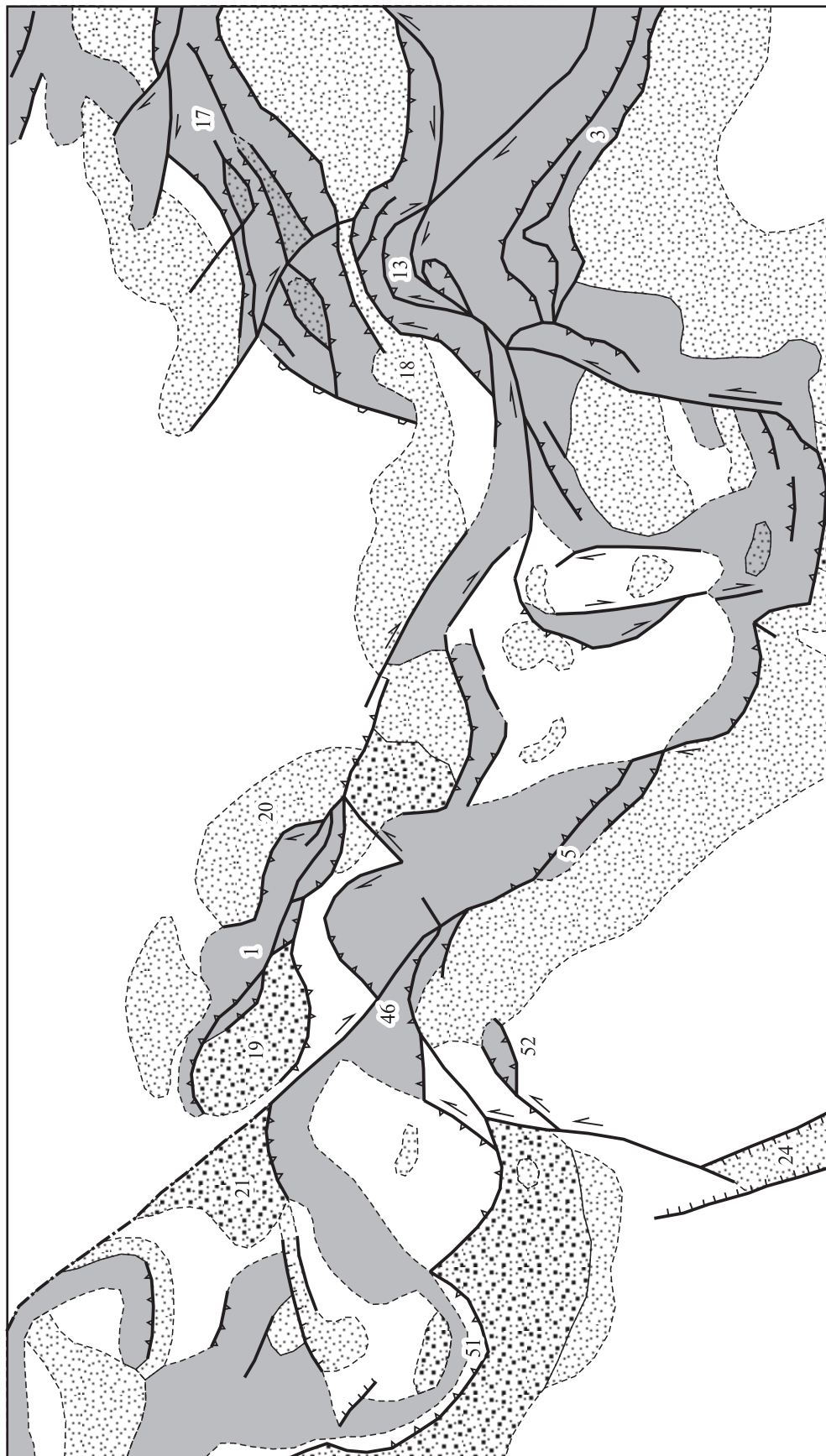


Рис. 50. Схематичная карта основных структурных элементов Альпийско-Гималайского пояса в мессинии (~6 млн лет назад) [Трифонов и др., 2012]
Условные обозначения см. на рис. 14

Вторая стадия новейшего горообразования началась в разных частях пояса в интервале времени от конца миоцена до начала плейстоцена, но чаще всего с плиоцена. К этому времени сформировалась современная сеть активных разломов пояса, перемещения по которым (преимущественно сдвиговые) указывают на субмеридиональную ориентировку оси наибольшего сжатия. Крупнейшие сдвиги, частично заложенные ранее, во вторую стадию образовали грандиозные сдвиговые системы протяжённостью в сотни и тысячи километров (рис. 51).

На северо-западе Аравии начало второй стадии 4–3.5 млн лет назад сопровождалось перестройкой северной части Трансформы Мёртвого моря: в миоцене её основная ветвь следовала вдоль континентального склона, а теперь возникли сегменты Яммуне и Эль-Габ, где сконцентрировались основные перемещения [Rukieh et al., 2005; Неотектоника..., 2012]. Окончательно оформились Восточно-Анатолийская и Северо-Анатолийская зоны разломов и Главный современный разлом Загроса, обозначившие новые границы плит [Şaroglu, 1988; Трифонов, 1999; Westaway, 2004; Westaway et al., 2006] (см. рис. 26).

В последние 7–2 млн лет скорости вертикальных тектонических движений резко возросли и амплитуда вертикальных смещений, как минимум, удвоилась, а местами утроилась. Именно в это время сформировались современные горные системы и высокие плато, а в предгорных прогибах и межгорных впадинах повсеместно стала накапливаться грубая моласса. Наиболее значительное усиление восходящих движений фиксируется в Центральной Азии.

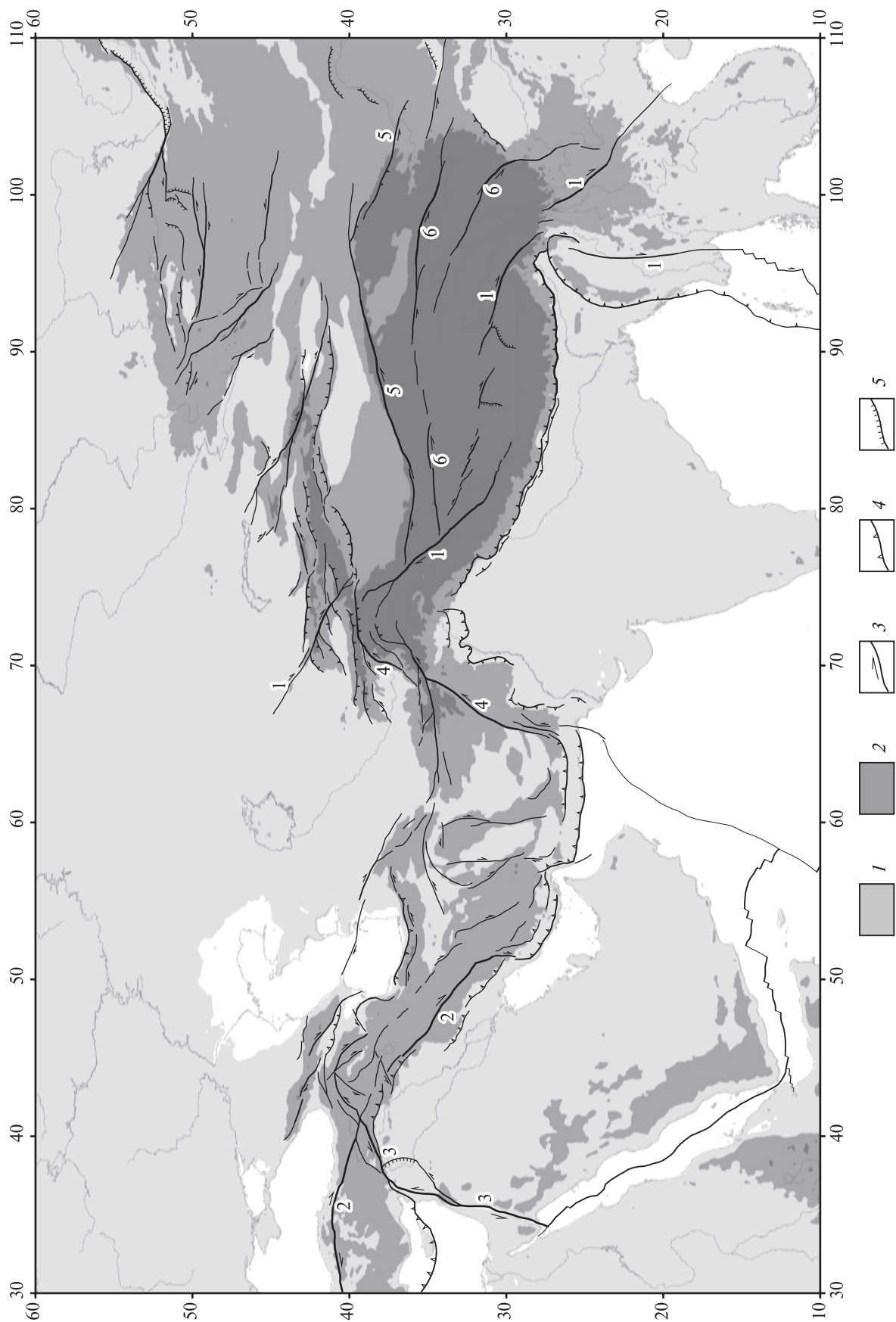
Начало фазы ускорения вертикальных движений не было одновременным. Увеличение средней высоты Гималаев более, чем на 3 км [Mörner, 1991] и Центрального Тянь-Шаня на ~2 км [Крестников и др., 1979; Чедия, 1986; Трифонов и др., 2008] произошло с начала плейстоцена (~2 млн лет). Быстрое поднятие Тибета началось 2.4–2.8 млн лет назад и составило 2500–3600 м [Mörner, 1991; Li Jijun, 1995]. Одновременно поднялись Куньлунь на 2600–3100 м и Тарим на ~1200 м [Современная геодинамика..., 2005]. Это дает среднюю скорость подъёма Тибета 1.0–1.5 мм/год и Куньлуня 1.0–1.2 мм/год.

Выделены этапы усиления воздымания, причем интенсивность подъема от этапа к этапу возрастала. Последний из них начался в кон-

це среднего плейстоцена, и в течение него скорость воздымания достигла нескольких, местами 10 мм/год. По данным повторного нивелирования, скорости современного подъема Тибета составляют в среднем 5.8 мм/год и возрастают от Куньлуня и Северо-Восточного Тибета к Гималаям [Zhang Qingsong et al., 1991]. Памир за последние 3–5 млн лет поднялся в среднем на ~2 км.

Интенсивный рост гор в плиоцен-квартере установлен на Большом Кавказе [Милановский, 1968], в Карпатах и Альпах [Артюшков, 1993, 2003]. На территории Малого Кавказа, в вулканической области Северо-Западной Армении скорость поднятий за последние 0.5 млн лет определена величинами от 0.7–1.0 мм/год — в межгорных впадинах до 1.2–1.6 мм/год — в соседних хребтах (см. параграф 3.2.2). На северо-западном окончании Месопотамского прогиба (среднее течение Евфрата) в начале плиоцена ещё продолжалось лагунно-озёрное осадконакопление, но затем его сменяет грубообломочный аллювий, отражающий интенсивный снос обломочного материала с проградировавших на юг антиклинальных поднятий. На сирийском побережье Средиземного моря выявлен относительно быстрый рост Береговой антиклинали [Неотектоника..., 2012]. В её южной части скорость плиоцен-четвертичного поднятия определена в 0.2 мм/год (см. параграф 3.2.2). В центре антиклинали скорость была, вероятно, выше. На её северном окончании она составила, судя по высоте террас р. Эль-Кабир, 0.22–0.28 мм/год за последние 0.5 млн лет [Trifonov et al., 2014]. Столь же интенсивное плиоцен-четвертичное поднятие испытала Ливанская прибрежная антиклиналь [Gomez et al., 2006].

Хотя усилившееся в плиоцен-квартере поднятие горных систем распространилось на большинство сопряжённых с ними межгорных и предгорных впадин, в ряде крупных отрицательных структур западной части пояса в это время усилилось опускание. Признаки этого обнаружены в Чёрном море, Южном Каспии и юго-восточной части Терского прогиба, продолжающегося в Средний Каспий как Дербентский прогиб. Максимальная мощность чехла прогиба превышает 14 км, а плиоцен-четвертичного комплекса — 5 км, причем особенно интенсивное прогибание началось в конце плиоцена и продолжается до сих пор, оставаясь нескомпенсированным осадконакоплением [Леонов и др., 1998].



Западная часть Южного Каспия представляет собой нескомпенсированную впадину глубиной до 1 км с утонённой до 8–10 км кристаллической частью коры. Здесь накопилось до 20 км осадков; не менее половины их приходится на плиоцен-четвертичные отложения, а мощность лишь верхнеплиоцен-четвертичного комплекса местами превышает 6 км [Артюшков, 1993; Леонов и др., 1998].

В позднем миоцене началось и в плиоцен-квартере стало более интенсивным погружение Эгейского моря [Golonka, 2004]. Тогда же, начиная с тортона и особенно в плиоцен-квартере, углубились Ионическая и Левантинская впадины Средиземного моря. Об усилении прогибания последней от тортона к плиоцен-квартеру свидетельствует возрастание скоростей осадконакопления в разных частях впадины в 2–6 раз [Казаков, Васильева, 1992]. Нескомпенсированная осадками Левантинская впадина характеризуется глубинами до 2500 м (в абиссальной равнине Геродота до 3200 м). На севере впадины обособляется трог перед Кипрской дугой, выраженный на западе глубокой батиметрической депрессией между Кипром и подводным поднятием Эратосфен, а на востоке — подводным продолжением прогиба Нахр Эль-Кабир с мощностью плиоцен-четвертичных осадков более 1800 м [Неотектоника..., 2012].

Собственно Левантинская впадина представляет собой реликт южной окраины Неотетиса, который сейчас имеет субокеанический тип коры: мощный (до 10–14 км) осадочный чехол и поверхность Мохо на глубинах 20–25 км [Ben-Avraham et al., 2002]. Нижняя и верхняя части неоген-квартера впадины разделены мессинскими эвапоритами, которые на юге замещаются аллювиально-дельтовыми отложениями Пра-Нила. Уровень гиперсолёного мессинского бассейна был ниже современного уровня Средиземного моря, что доказывается переуглублением мессинских русел Пра-Нила и других рек, впадавших в море [Mart et al., 2004]. Эвапориты залегают сейчас на глубинах не менее 2 км.

В начале плиоцена прорвавшиеся черноморские и океанские воды затопили Средиземное море, включая Левантинскую впадину. Глубины её дна уменьшаются к восточному побережью и особенно к югу, где обширная мелководная область занята дельтой Нила, в подводной части которой мощности плиоцен-квартера достигают 3–3.5 км [Ross, Uchupi, 1977]. На границе дна впадины с континентальным склоном между г. Тель-Авивом и г. Бейрутом мощности составляют 1.3 км, а подошва плиоцена опущена до 2,2–2,4 км [Казаков, Васильева, 1992; Ben-Gai et al., 2004].

На западе Сирии, в наземной части прогиба Нахр Эль-Кабир, 30-метровый разрез мессинских гипсов обнажён на высоте ~50 м над уровнем моря. Плиоценовые морские глины перекрывают их с размывом и базальными брекчиями гипсов и домессинских карбонатов и слагают склоны соседних поднятий на высотах до 250 м [Неотектоника..., 2012]. На склонах не обнаружено признаков ингрессивного залегания плиоцена. Подводная часть прогиба Нахр Эль-Кабир и соседняя часть континентального склона нарушены разломами, по которым прогиб ступенчато погружается к западу.

На сейсмических профилях через борт Левантинской впадины между Бейрутом и Тель-Авивом видно, что горизонтально слоистые и утоняющиеся в сторону берега отложения плиоцен-квартера образуют на континентальном склоне флексуру с углами наклона до 10°, осложнённую разломами [Ben-Gai et al., 2004]. Амплитуда смещения подошвы плиоцена достигает 1.5–1.7 км. Наклон слоёв уменьшается от плиоцена к квартеру, но даже позднеплейстоценовые (тирренские) террасы местами наклонены в сторону моря под углом 3°.

Описанные соотношения показывают, что уровень моря в мессинии был ниже современного на несколько сот метров. Поскольку тортонские карбонаты, возникшие в очень мелководном море, сейчас находятся в долине р. Нахр Эль-Кабир на высотах не более первых сотен метров, плиоцен-четвертичное поднятие побе-

←

Рис. 51. Крупнейшие системы сдвигов в Альпийско-Гималайском поясе

1 — возвышенности 1000–3000 м; 2 — горы и нагорья выше 3000 м; 3–5 — крупные активные разломы: 3 — сдвиги, 4 — надвиги и взбросы, 5 — сбросы.

Цифры на карте. Крупнейшие системы правых сдвигов: 1–1 — от Таласо-Ферганского разлома до разломов Сагаин и Красной реки, 2–2 — Северо-Анатолийская и Главного современного разлома Загрота. Крупнейшие системы левых сдвигов: 3–3 — Левантско-Восточно-Анатолийская, 4–4 — Чаманско-Дарвазская, 5–5 — Алтынтагская, 6–6 — Кундунь-Юннаньская

режий было невелико. Оно становилось более значительным лишь в береговых антиклинальных хребтах. Таким образом, возрастание вертикального контраста между раннеплиоценовым положением земной поверхности на современной суше и в море произошло главным образом за счёт углубления Левантинской впадины, которая после мессиния испытала тектоническое опускание амплитудой не менее 1.5 км. В дельте Нила имело место дополнительное изостатическое погружение, связанное с нагрузкой осадков.

Следовательно, плиоцен–квартер был временем усиления не только восходящих, но и нисходящих тектонических движений, т.е. общего возрастания их контрастности.

5.2. Особенности новейшего горообразования в других орогенических поясах

Все крупные континентальные новейшие горные пояса, подобно Альпийско-Гималайскому, являются широкими пограничными областями проявлений взаимодействия литосферных плит (их диффузными границами [Gordon, 1998]). Таковы пояса Алтайско-Становой, северо-востока Азии и запада Северной и Южной Америк (см. рис. 42). Они сформировались на гетерогенном основании и имеют разную предысторию.

В Алтайско-Становом поясе коллизионные процессы завершились в палеозое. В мезозое и кайнозое восточная часть пояса испытала активизацию, сопровождавшуюся местами гранитообразованием и вулканизмом, но признаки доплиоценового высокогорного рельефа отсутствуют. Неотектоническое развитие Горного Алтая на западе пояса обнаруживает черты, сходные с развитием Тянь-Шаня. В Чуйской впадине Горного Алтая нижний палеоген сложен континентальными алеврито-глинистыми породами мощностью до 30 м [Зыкин, Казанский, 1995]. С олигоцена до раннего плиоцена в центре впадины отлагались песчано-глинистые озёрные и болотные осадки, а по краям — аллювиально-дельтовый материал, варьирующий по составу от тонких песков до галечников и свидетельствующий о зарождении и развитии соседних поднятий [Девяткин, 1965; Богачкин, 1981; Зыкин, 2012]. В позднем мио-

цене содержание грубообломочного материала возрастает [Зыкин, Казанский, 1995], а с позднего плиоцена впадина заполняется грубообломочными породами в связи с ростом соседних поднятий [Зыкин, 2012]. Ускорение поднятия в последние ~3.5 млн лет подтверждено данными трекового анализа [De Grave et al., 2007]. Тогда же возрастает контрастность рельефа Прибайкалья, где молассовый материал впадин становится более грубым. Это связано как с усилением рифтогенеза, так и с формированием соседних среднегорных хребтов на месте низкогорий.

Горный пояс северо-востока Азии объединяет хребты Верхоянский, Черского, Момский и расположенное восточнее Корякское нагорье. Если в Верхоянье коллизионные процессы завершились в меловом периоде, то в Корякии они развивались в кайнозое и продолжаются до сих пор.

Л.М. Парфёнов и его соавторы [2001] связывают развитие рельефа региона с изменениями положения полюсов вращения Евразийской, Северо-Американской и Тихоокеанской плит, отчего в регионе как области их взаимодействия чередовались условия относительного растяжения и косоугольного сжатия. В начале палеогена происходило растяжение и развитие рифтогенных впадин. В олигоцене в условиях косоугольного сжатия началось формирование сводов хребтов Верхоянского, Черского и Момского, а в миоцене и раннем плиоцене их развитие осложнилось образованием краевых надвигов. В позднем плиоцене и начале плейстоцена вновь возникли условия растяжения, и развился Момский рифт, а затем установились условия косоугольного сжатия, при которых происходило формирование современных горных систем.

Вместе с тем, В.Н. Смирнов [2000] отмечает, что с конца плиоцена проявились мощные восходящие движения, которые в квартере охватили всю территорию. Их наибольшие амплитуды (более 2 км) характерны для хребтов Верхоянского, Черского, Сунтар-Хаята и центральной части Корякского нагорья; поднятия усилились со среднего плейстоцена.

Согласно Е.В. Артюшкову [2012], поднятия связаны с разуплотнением литосферы под действием астеносферных флюидов.

К.Оллиер [Ollier, 2006] обобщил данные о позднекайнозойских вертикальных движениях в различных горных системах и обнаружил повсеместное усиление восходящих движений в плиоцен–квартере, изредка — начиная с позд-

него миоцена (табл. 5). Такое усиление отмечено на западе Северной Америки — в Скалистых горах, Береговых хребтах, Каскадных горах и соседних областях Провинции Бассейнов и Хребтов и плато Колорадо, а также в Андах и современном субдукционном поясе западных окраин Тихого океана. Заметим, что в Скалистых горах коллизия завершилась в ларамийскую фазу, а Каскадные горы и Береговые хребты относятся к областям альпийской складчатости.

Горный пояс Анд возник при взаимодействии субдукции океанских плит Восточной Пацифики под краевые структуры континента и коллизии этих структур с Южно-Американской плитой. Т.В. Романюк [2009], обобщившая данные по Центральным Андам, показала, что воз-

никновение субаэральных деформационных поднятий началось там в конце олигоцена (~27 млн лет назад) и было связано, по её мнению, с ослаблением континентальной литосферы под воздействием глубинных флюидов из пологого субдуцируемого слэба или его продолжения в переходном слое мантии. В миоцене эти деформации дополнились коровыми надвигами и расслоением, приведшим к значительному утолщению коры. Поднятие усилилось в позднем миоцене, когда утолщение коры превысило предельно допустимые значения, и её нижняя часть эклогитизировалась и погрузилась. При этом наибольшее по величине поднятие плато Альтиплано-Пуна и Восточных Кордильер (≥ 2 км) происходило при минимальном латеральном укорочении.

Таблица 5. Возраст быстрых новейших поднятий вне Альпийско-Гималайского пояса, по работе [Ollier, 2006, с дополнениями (*)]

Регион	Возраст	Литературный источник
<i>Алтайско-Становой пояс</i>		
Алтай*	3.5 млн лет	De Grave et al., 2007
<i>Северо-восток Азии</i>		
Хребты Верхоянский, Черского, Сунтар-Хаята, центр Корякии*	N_2^2-Q Q_2-Q_4	Смирнов, 2000 Парфёнов и др., 2001
<i>Запад Северной Америки</i>		
Скалистые горы	5 млн лет	Ollier, 2006
Береговые хребты	N_2^2	Ollier, 2006
Береговые хребты Канады	2.5 млн лет	Ollier, 2006
Каскадные горы	4–5 млн лет	Ollier, 2006
Сьерра-Невада	5 млн лет	Ollier, 2006
Бассейны и Хребты	4 млн лет	Ollier, 2006
Плато Колорадо	N_2^2-Q	Ollier, 2006
<i>Запад Южной Америки (Анды)</i>		
Колумбия	N_2-Q	Ollier, 2006
Эквадор	N_1^3-Q	Ollier, 2006
Боливия	N_2-Q	Ollier, 2006
Центральные Анды (стык Боливии, Чили и Аргентины)*	N_1^3-Q	Романюк, 2009
Чили	N_2-Q	Ollier, 2006
<i>Другие регионы</i>		
Север Сибирской платформы*	N_2-Q	Артюшков, 2012
Южная Африка*	N_2-Q	Artyushkov, Hofmann, 1998; Partridge, 1998
Восточная Австралия	Q	Ollier, 2006
Антарктида	Q	Ollier, 2006
Северо-запад Аравии*	N_2^2-Q	Trifonov et al., 2014
Эфиопский рифт	2.9–2.4 млн лет	Partridge, 1997

Плиоцен-четвертичные тектонические поднятия, местами достигающие и даже превышающие 1 км, имели место в Восточно-Африканской рифтовой системе и некоторых участках Африканской, Аравийской и Сибирской платформ [Артюшков, 1993; Artyushkov, Hofmann, 1998; Partridge, 1997, 1998; Trifonov et al., 2014].

5.3. Глубинные источники новейшего горообразования

5.3.1. Геолого-геофизические данные

Чтобы разобраться в причинах тектонического подъёма, приводящего к образованию гор, обратимся вновь к Альпийско-Гималайскому поясу, где для суждений по этой проблеме есть наиболее представительный материал. С конца эоцена до начала плиоцена выраженные в рельефе поднятия пояса возникали и развивались в тех тектонических зонах пояса, которые испытывали наибольшее сжатие и укорочение. Такие поднятия можно рассматривать как результат изостатической компенсации утолщения коры при сжатии. Дифференциация пенеплена с возникновением поднятий и межгорных впадин произошла и вне областей коллизионного диастофизма, выраженного покровно-складчатыми структурами, например, на Тянь-Шане. Их сжатие вызывалось воздействием перемещавшихся в ходе коллизии микроплит. Для Центрального Тянь-Шаня таковым было давление Таримской микроплиты. Поскольку в течение первой стадии новейшего горообразования направление наибольшего сжатия изменялось, поднятия разного простирания возникали в разное время, причём появление гор могло немного отставать от начала диастофизма, возможно, из-за инерционности изостатической компенсации.

Высота возникавших в разное время горных поднятий оценивалась, во-первых, геолого-геоморфологическим способом; во-вторых, — аналитическим способом на основе связи поднятия коры с её деформационным укорочением, для чего использовались формулы, предложенные Е.В. Артюшковым для Центрального Тянь-Шаня [Трифонов и др., 2008] (см. параграф 3.1.2). Величина и скорость укорочения и, соответственно, начальная ширина области деформаций оценивались по структурно-геологическим данным, а начальная мощность коры — по её

мощности в недеформированных областях со сходными начальными характеристиками коры (Тянь-Шань, Гималаи) или на основе геологических особенностей, если рассматриваемая область изначально отличалась от соседних (Памир, Загрос, Большой Кавказ).

Расчёты изостатического поднятия с олигоцен-эоценового утолщения коры при сжатии, сделанные для Центрального Тянь-Шаня, показали, что к концу плиоцена (началу интенсивного воздымания) поднятие составило 0.6–0.9 км. Это совпадает с геолого-геоморфологическими оценками, согласно которым к концу плиоцена высота поднятий не превышала 1.5 км, разница высот поднятий и поверхности впадин — 1 км, а средняя высота Центрального Тянь-Шаня была близка к 1 км, что на ~0.7 км выше исходного предорогенного пенеплена.

Иначе говоря, до начала усиления горообразования рост поднятий мог целиком определяться сжатием региона. К аналогичным выводам приводят подобные расчёты, а также изучение молассовых серий и редкие оценки величин коррелятивных им врезов в поверхности выравнивания и педиплены, выполненные для других горных сооружений пояса. Возникавшие с олигоцен-эоценового поднятия, за редкими локальными исключениями, были не выше среднегорных, т.е. возвышались над предорогенным пенепленом не более, чем на ~1.5 км. Они вполне могли быть созданы утолщением коры при сжатии. В Восточных Карпатах и на Большом Кавказе деформационное утолщение коры в среднем-позднем миоцене не привело к адекватному поднятию территории. В Карпатах это связывают с уплотнением низов коры [Artyushkov et al., 1996]. Возможно, аналогичный процесс имел место и на Кавказе. С ним же отчасти связано образование Паннонской впадины.

Первую стадию неотектонического развития пояса отличают:

- интенсивные деформации;
- интенсивная тектоническая расслоенность и связанные с ней большие масштабы латеральных перемещений, в которых участвуют блоки и пластины фундамента;
- коллизионный вулканизм и гранитообразование.

Эти особенности предполагают воздействие на литосферу более глубинных (астеносферных) флюидов. С ними может быть связано тектоническое расслоение литосферы по зонам высоких градиентов физических свойств горных пород,

обусловившее возможность больших латеральных перемещений. Глубинное воздействие проявилось и в магматизме. По мнению Н.В. Короновского и Л.И. Дёминой [2007], магматические очаги в низах коры и самых верхах мантии Кавказского региона возникли за счёт тепломассопереноса с более глубоких уровней мантии.

Плиоцен-четвертичные проявления горообразования принципиально отличаются от первой стадии развития орогенического пояса не только большей интенсивностью восходящих движений, но и обширностью вовлечённых в этот процесс территорий, независимо от их тектонической истории. Поднятия охватили всю Центральную Азию и так или иначе проявились в других регионах пояса. Усиление восходящих движений в плиоцен-квартере не связано с ускорением движения плит и усилением коллизионного сжатия. Местами интенсивность сжатия уменьшилась. Так, в Альпах и Западных Карпатах коллизия закончилась ещё в среднем миоцене, а горы стали расти в плиоцене на фоне уменьшившегося сжатия. На Большом Кавказе рост поднятий ускорился в плиоцен-квартере на фоне уменьшения скорости сжатия, что фиксируется как GPS-данными [Шевченко и др., 1999], так и суммированием смещений по активным разломам [Трифонов и др., 2002].

Даже там, где сжатие усилилось (Гималаи, Памир, Центральный Тянь-Шань), амплитуды поднятия, связанные с утолщением коры при сжатии, составляют лишь часть общего поднятия поверхности за это время (рис. 52). Так, если в Центральном Тянь-Шане скорости сжатия, полученные по данным о позднечетвертичных смещениях по разломам (~10 мм/год) и результатам GPS-измерений (~20 мм/год), распространить на всю фазу усиления горообразования (поздний плиоцен и квартер), то она окажется выше средней скорости сжатия в предыдущие эпохи (2,5–3 мм/год). При такой возросшей скорости сжатия коры связанное с ним изостатическое поднятие оценивается по упомянутым формулам в 340–650 м, т.е. составляет 17–33% прироста средней высоты горного сооружения на ~2 км. Аналогичный расчёт плиоцен-четвертичного прироста высоты Гималаев и Памира дал вклад сжатия не более 40–50%. Поднимались, хотя и слабее хребтов, большинство межгорных впадин, что также нельзя считать проявлением сжатия.

Таким образом, независимо от того, усилилось или ослабело сжатие региона в плиоцен-квартере, с ним можно связать лишь часть возрастания скорости восходящих движений. Для

остального необходимо привлечение иных факторов.

Гравиметрическими [Артемьев, 1975; Artemjev, Kaban, 1994; Jiménez-Munt et al., 2008] и сейсмическими [Лукк, Винник, 1975; Современная геодинамика..., 2005; Винник и др., 2006; Li Zhiwei et al., 2009] исследованиями обнаружены пониженные плотности пород верхов мантии под высочайшими горными системами Центральной Азии (Гималаи, Тибет, Куньлунь, Памир-Гиндукуш-Каракорумский регион, Центральный и Восточный Тянь-Шань). По расчётам Е.В. Артюшкова, основанным на обнаружении изостатических аномалий до –150 мгал под Тянь-Шанем, такое разуплотнение могло обеспечить поднятие поверхности не менее, чем на 1.1 км, возможно, 1.5 км [Трифонов и др., 2008]. М.К. Кабан [2000] отметил признаки разуплотнения в гравитационном поле Малого Кавказа. Понижение скоростей сейсмических волн, связанное с подъёмом астеносферы, выявлено под Восточными Карпатами [Artyushkov et al., 1996].

Вторым фактором усиления роста гор могло быть разуплотнение пород вблизи границы «кора-мантия» в результате ретроградного метаморфизма при воздействии охлаждённых глубинных флюидов. Предполагается, что эти породы корового происхождения и преимущественно базальтового состава были высоко метаморфизованы на более ранних стадиях диастрофизма, достигнув мантийных плотностей, а во вторую стадию новейшего горообразования, при ретроградном метаморфизме, их плотность вновь приблизилась к коровой. Возможность действия такого механизма была впервые установлена в Центральном Тянь-Шане, где геофизически определённая мощность коры превосходит её расчётную мощность, обусловленную новейшим деформационным утолщением [Трифонов и др., 2008]. Это можно рассматривать как наращивание коры разуплотнёнными породами, прежде имевшими мантийную плотность (см. параграф 3.1.2).

Вторичными по отношению к результатам воздействия деформационного утолщения коры и указанных глубинных преобразований являются вертикальные движения, связанные с нарушением изостатического равновесия между поднятиями и впадинами из-за эрозии первых и накопления обломочных толщ во вторых. Это могло стать причиной перемещения наименее вязкого и наименее плотного корового материала на глубине от впадин к поднятиям и, как следствие, поддержание гипсометрического контраста между ними.

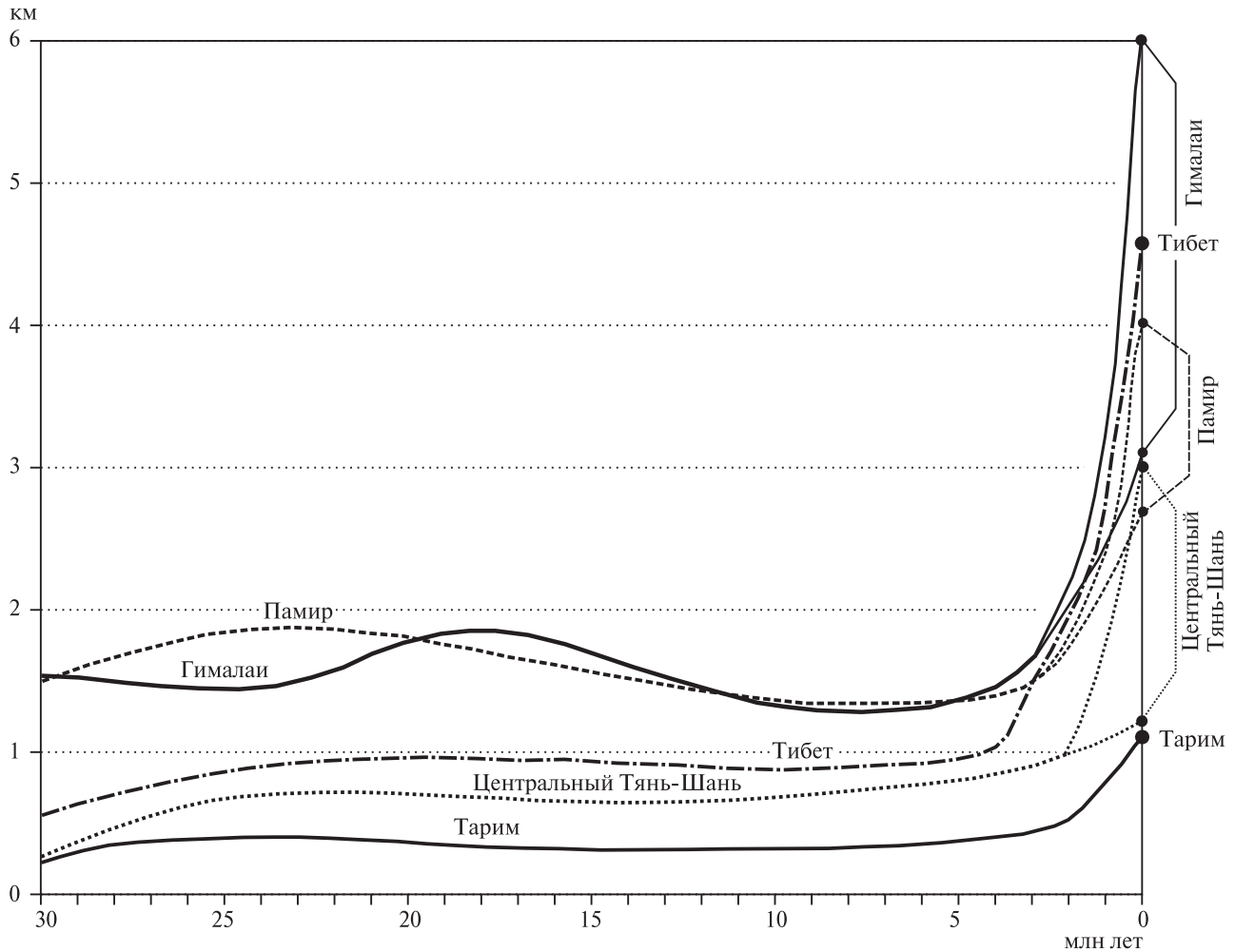


Рис. 52. Ускорение роста горных сооружений Центральной Азии в плиоцен-квартере

Для Гималаев, Памира и Центрального Тянь-Шаня наряду с наблюдаемыми значениями высоты представлены меньшие расчётные значения, показывающие, какой высоты достигло бы плиоцен-четвертичное поднятие только из-за усиления сжатия

Возможность такого процесса впервые отмечена в работах [Пономарёв, Тейтельбаум, 1978; Пономарёв, Трифионов, 1987]. А.В. Лукьянов, М.Г. Леонов и В.И. Макаров приводили соображения в пользу внутрикоровых перемещений между впадинами и поднятиями. Наиболее основательно этот процесс обосновал Ю.Л. Ребецкий [2015], подтвердив его реальность анализом механизмов очагов землетрясений, соответствующими расчётами и компьютерным моделированием.

С горообразованием связано происхождение сопряжённых с горными сооружениями межгорных впадин и передовых прогибов. Собственно межгорные впадины с наибольшей полнотой были изучены в центральных сегментах Альпийско-Гималайского пояса. В качестве

простейшей классификации их можно разделить на впадины, которые обусловлены коллизионными движениями, и впадины, которые не обнаруживают связи с процессами коллизионных взаимодействий плит и блоков литосферы. Впадины первой группы разделяются на структуры сжатия и растяжения и присдвиговые образования.

На юго-востоке Турции севернее зоны Южно-Таврского надвига (границы орогенического пояса и Аравийской плиты) все три типа коллизионных впадин сочетаются. Определяющую роль играет Восточно-Анатолийская зона разломов (ВАЗР) северо-восточного простирания с левосдвиговыми смещениями. В зоне разломов развивается присдвиговая впадина типа pull-apart (оз. Хазар, 1 на рис. 53).

Севернее к зоне разлома примыкает ансамбль структур сжатия — субширотная синклиналь Кованджилар, ограниченная с севера взбросом и сопряженная на юге, в долине р. Мурат, с антиклиналью (2 на рис. 53). Синклиналь интенсивно развивалась в раннем плейстоцене, заполняясь озёрными и речными отложениями, тогда как рядом с ней отложения того же возраста маломощны.

Юго-западнее оз. Хазар к ВАЗР примыкает с севера плиоцен-раннеплейстоценовая депрессия правобережья р. Евфрат и долины р. Султан-Сую север-северо-восточного простирания (3 на рис. 53). Она ограничена с запада зоной сбросов, а с востока — серией мелких сбросов и, очевидно, является структурой растяжения.

Три указанных структурных типа межгорных впадин и их сочетания представлены в разных частях Альпийско-Гималайского пояса и Центральной Азии. Общеизвестными структурами растяжения являются грабены Байкальской рифтовой системы, сочетающиеся на своих окончаниях с трансформными зонами, в которых, наряду с продольными сдвигами и сбросо-сдвигами, присутствуют присдвиговые впадины и кулисные ряды грабенов растяжения меньшего размера. Впадины pull-apart представлены в левосдвиговой по своей кинематике Трансформе Мёртвого моря и на юго-востоке Памбак-Севан-Сюникской правосдвиговой зоны Армении. Своеобразный аналог впадин pull-apart — миндалевидные депрессионные структуры, которые в вулканических областях вмещают крупные центры извержений и нередко перекомпенсированы их продуктами [Karakhanian et al., 2004]. В отличие от впадин pull-apart, эти структуры ограничены не сегментами единой сдвиговой зоны, а разными зонами сдвига, приобретающими на бортах такой структуры сбросовую компоненту смещений.

Наиболее распространены коллизионные структуры сжатия. Классический их пример — межгорные впадины Тянь-Шаня, представляющие собой осложнённые взбросами и взбросо-сдвигами и выполненные молассовыми толщами синклинали в складчатой структуре основания горного сооружения (см. параграф 3.1.2). Их разделяют хребты-антиклинали, сложенные породами палеозойского основания и поднятые относительно впадин в процессе изостатической компенсации деформационного утолщения земной коры хребтов (см. рис. 17).

В складчатой структуре Низкого Загроса впадины-синклинали также заполнены молассами и занимают пространство между поднимающимися хребтами-антиклиналями, но эти хребты, в отличие от хребтов Тянь-Шаня, сложены породами осадочного чехла. Если в Центральном Тянь-Шане не обнаружено принципиальных различий в возрасте складок основания разных частей горного сооружения, то в Загросе выявлена направленная последовательность развития складчатости с СВ на ЮЗ (см. параграф 3.2.2). Перед фронтом Главного надвига Загроса последовательно возникли в разной степени деформированные к настоящему времени складчатые зоны Чешуйчатая, Высокого и Низкого Загроса и, наконец, Предгорная зона, где развитие складок началось в конце раннего плейстоцена и далеко от завершения [Бачманов, 2001; Неотектоника..., 2012].

Формирование описанной складчатой структуры оказалось возможным из-за присутствия вендских эвапоритов, обеспечивших возможность срыва осадочного чехла и его в значительной мере автономного от фундамента деформирования. Такая складчатость с наибольшей полнотой проявилась на юго-востоке Загроса, в провинции Фарс. Северо-западнее, в провинции Дезфул, где мощность эвапоритов сокращена, складчатая структура более компактна, и границы между разновозрастными зонами менее отчётливы.

Высказано мнение, что начальным элементом развития описанной структуры была проградация поверхности срыва и образование надвигов в её фронтальной части, вызвавших складчатый изгиб слоёв [Oveisi et al., 2008].

Однако отдельные антиклинали Предгорной зоны не образуют единой складчатой цепи и различаются по возрасту, что указывает на отсутствие под ними единой поверхности срыва. Не обнаружено и геологических признаков надвигов.

По-видимому, образование надвигов и, тем более, общего срыва в основании антиклиналей происходит лишь на определённой стадии складчатой деформации. Именно такую последовательность событий подтверждают результаты моделирования деформации осадочной среды с горизонтом пониженной вязкости в основании, выполненного на центрифуге [Yakymchuk et al., 2011].

Межгорные впадины, опускание которых не обнаруживает связи с коллизией, генетически разнородны.

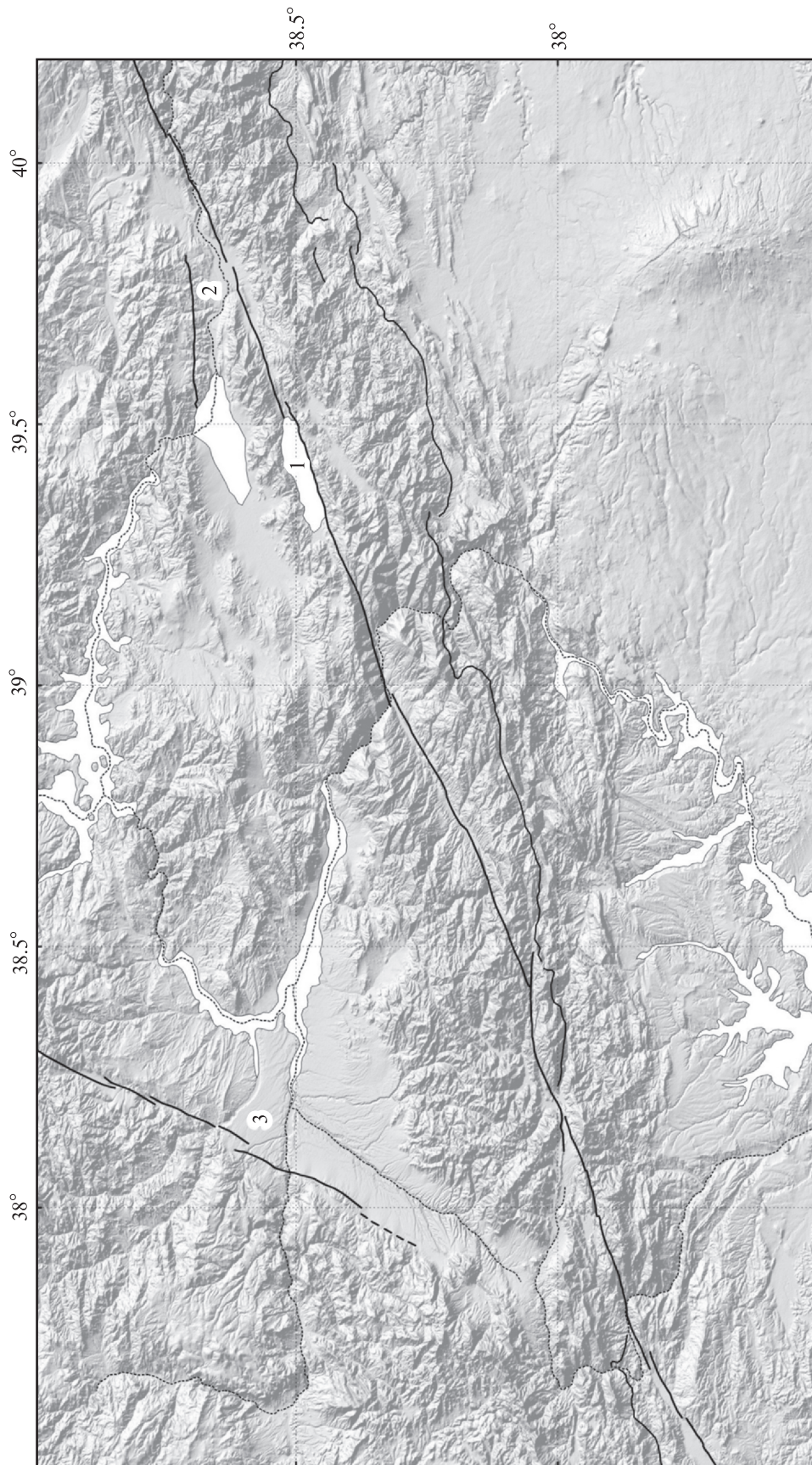


Рис. 53. Новейшие разломы и межгорные впадины ЮВ Турции на фоне современного рельефа
Цифры на карте: 1 — присдвиговая впадина рул-арарт оз. Хазар; 2 — субширотная синклиналь Кованджилар; 3 — грабенообразная депрессия Султан-Сую

Простейший их тип — блоки литосферы или земной коры (микроплиты), ограниченные поднимающимися под действием коллизионного сжатия хребтами. Такие блоки представляют собой области относительного погружения, где деформации сосредоточены на границах с соседними хребтами, и единственным источником опускания может быть изостатическая компенсация сноса материала с хребтов обломочного материала. Примерами являются впадины Тарима, Западной и Центральной Монголии.

Другому типу принадлежат впадины Чёрного моря, Южного Каспия (вместе с депрессиями Нижней Куры и Юго-Западной Туркмении) и, возможно, Таджикская депрессия. Они являются реликтами кулисно построенного пояса прогибов Паратетиса, развивавшихся до раннего миоцена, и позднее были разобщены складчато-надвиговыми деформациями Восточных Карпат и Кавказа [Копп, Шерба, 1998].

Особый тип межгорных впадин вулканических областей Аравийско-Кавказского сегмента пояса представляет Ширакская впадина Северо-Западной Армении (см. рис. 31) [Трифонов и др., 2017]. Её контуры изометричны, и в структуре впадины не обнаруживается связи с крупными разломами коллизионного каркаса Малого Кавказа. Северным ограничением впадины служит Капская флексурно-разломная зона, определившая поднятие её северной части и последовательную миграцию к югу области аккумуляции раннего и начала среднего плейстоцена. Восточной границей впадины является зона флексурно-разломных деформаций, выделенная Е.Е. Милановским [1968] под названием Транскавказского поперечного поднятия, к которому приурочены центры вулканических извержений. Ширакская впадина развивалась как депрессионная структура с плиоцена, а, возможно, с конца миоцена [Саядян, 2009] до начала среднего плейстоцена.

На всех стадиях её опускание сопровождалось вулканическими извержениями на обрамлениях впадины. В конце миоцена это были извержения на её южной и восточной границах. В течение всего плиоцена происходили излияния базальтовых андезитов на ограничивающем впадину с запада Карс-Дигорском плато. В гелазии изливались основные лавы, центры извержений которых находились на севере — в южной части Джавахетского хребта и в Верхнеахурянской впа-

дине. В калабрии функционировал вулкан Мец-Шараилер на востоке Ширакской впадины. В калабрии и среднем плейстоцене вулканическая активность проявлялась на южном обрамлении впадины. 1.35 млн лет назад там начали функционировать вулканы Артени и Араилер, а в интервале 1–0.4 млн лет назад извергались многочисленные аппараты (включая главный конус) Арагацкого вулканического центра [Чернышев и др., 2002; Лебедев и др., 2011]. Возможно, с активностью этого центра связаны особенности развития впадины в калабрии и начале среднего плейстоцена: её северная часть последовательно вовлекалась в поднятие, а южная часть, примыкавшая к Арагацкому центру, продолжала опускаться, и этот процесс закончился одновременно с прекращением его вулканической активности.

По данным Н.В. Короновского и Л.И. Дёминой [1999, 2007], генерация позднекайнозойских магм происходила на глубинах 35–40 км и обеспечивалась за счёт тепломассопереноса с более глубоких уровней мантии. Синхронность опускания Ширакской впадины и вулканизма на её обрамлениях может указывать на генетическую связь опускания впадины с глубинными (мантийными) перемещениями, отразившимися в вулканизме.

Приведенные примеры, вероятно, не исчерпывают всех условий образования межгорных впадин центральной части Альпийско-Гималайского пояса, но дают представление об их многообразии. Определение генезиса впадин существенно осложняется тем, что многие из них возникли в результате комбинированного воздействия нескольких факторов. Так, поднятия и впадины Центрального Тянь-Шаня образовались не только как продукт неодинакового утолщения земной коры антиклинальных и синклиналильных структур сжатия. Разуплотнение верхов мантии под антиклиналями больше, чем под синклиналями. Стало быть, глубинные преобразования также участвовали в их структурной дифференциации.

К аналогичным выводам приводит анализ и других горных систем. Во многих из них установлено интенсивное общее поднятие в плиоцен-квартере, но его амплитуда в хребтах была больше, чем в соседних впадинах. На юге Центрального Тянь-Шаня она достигло ~2–3 км, в Кунь-Луне — 2.6–3.1 км, а в Таримской впадине — только 1.2 км [Li Jijun, 1995; Современная геодинамика..., 2005; Трифонов и др., 2008].

Комбинированное происхождение имеет и Южно-Каспийская впадина. Её западная часть представляет собой нескомпенсированную впадину с утонённой до 8–10 км кристаллической частью коры и 20-километровым осадочным чехлом [Артюшков, 1993; Леонов и др., 1998]. Не менее половины мощности чехла приходится на плиоцен-четвертичные отложения, а мощность осадков верхнего плиоцена и квартала местами превышает 6 км. Таким образом, впадина является не только остаточным прогибом Паратетиса. Она испытала последующее дополнительное опускание, которое Е.В. Артюшков [1993] связывает с уплотнением низов земной коры.

Черты строения и развития и связь с вулканизмом, выявленные в Ширакской впадине, присущи и Севанским впадинам с той разницей, что вулканическая область расположена только к югу и западу от оз. Севан, в Гегамском и Варденисском нагорьях. Вместе с тем и впадина Малого Севана, и значительная часть впадины Большого Севана представляют собой присдвиговые структуры Памбак-Севан-Сюникской правосдвиговой зоны [Karakhanian et al., 2004]. Вероятно, в этом случае впадины также имеют комбинированное происхождение.

Большинство впадин Западного Средиземноморья образовались в ходе новейшего тектогенеза, будучи наложенными на структуры, возникшие при коллизионных взаимодействиях начала неотектонического этапа (см. параграф 3.3.2). Южно-Болеарская и Альборанская впадины возникли над мантийными диапирами [Гончаров и др., 2015]. Признаки мантийных диапиров обнаружены также под Эгейской и Тирренской впадинами, но они имеют комплексное происхождение. Анализ GPS-данных и истории формирования Эгейской впадины показывает, что она развивалась, прежде всего, как своеобразный задуговой прогиб, субмеридиональное удлинение которого компенсировало поперечное укорочение, обусловленное западным дрейфом Анатолийской малой плиты. Воздействие мантийного диапира лишь дополнило это удлинение. Такое же сочетание факторов тектогенеза можно предполагать в Тирренской впадине, где на них наложились проявления растяжения в Рейнско-Пантеллерийской рифтовой системе. Образование Паннонской впадины, вероятно, явилось интегральным эффектом коллизионных взаимодействий, приведших к формированию локальных зон растяжения, и уплотнения субстрата вбли-

зи границы кора–мантия. Впрочем, в происхождении конкретных новейших впадин Альпийской Европы сохраняется много неопределённостей.

Ещё более дискуссионным остаётся происхождение предгорных прогибов, причём становится очевидным, что единое общее решение едва ли возможно. Наиболее широко известна гипотеза об образовании передовых прогибов в результате изгибной прочности литосферы края платформы при надвигании на неё горно-складчатого сооружения. Эта гипотеза в какой-то мере приемлема для объяснения образования и раннеколлизионного развития Предальпийского, Предкарпатского, Предгималайского и Месопотамского (с его северо-западным турецким продолжением) прогибов, но не является исчерпывающей.

Ей противоречат выявленные геофизическими методами отрыв слобов и дезинтеграция поддвигающегося края платформы, снимающие эффект изгибной прочности. К тому же, согласно такой модели, прогиб должен быть максимальным в области наибольшего надвигания и, соответственно, поднятия горного сооружения, а этого не наблюдается в Предгималайском прогибе, где наибольшее опускания испытали периферийные части — долина Инда и приустьевая часть Ганга и Брахмапутры. Неприемлема эта модель для объяснения происхождения Предкавказского прогиба, где нет геологических признаков значительного надвигания на границе с Большим Кавказом, а приуроченность наибольшего опускания к периферийным частям прогиба, Азово-Кубанской и Терско-Дербентской, выражена ещё более резко, чем перед фронтом Гималаев.

Вместе с тем, можно допустить определённую роль в прогибании фактора экзогенного перемещения материала от эродируемых горных сооружений в предгорные впадины, предполагающего нижнекоровые перемещения, компенсирующие возникающее нарушение изостатического равновесия. Воздействие указанного фактора возможно только при изначальном существовании гипсометрического контраста между горами и областями аккумуляции эродируемого материала. В связи с этим следует иметь в виду, что ряд предгорных прогибов наследует области опускания края платформы. Таковы прогибы Месопотамский, Предкавказский и развивавшиеся перед фронтом Телль-Атласа и Эр-Рифа, тогда как Рионская и Куринские впадины отчасти наследуют прогиб Паратетиса. Важную

роль при этом играет изначальная неоднородность земной коры пододвигавшегося края плиты, где участки с более развитой континентальной корой чередуются с участками утонённой и более мафической коры. Пример Месопотамского прогиба показывает, что такие участки различаются как степенью опускания, так и распространением и интенсивностью последующих деформаций [Неотектоника..., 2012].

5.3.2. Сейсмотомографические данные¹

На обеих стадиях новейшего горообразования в Альпийско-Гималайском поясе обнаруживаются признаки, указывающие на мантийные процессы как источник вертикальных движений, приводящих к горообразованию. Чтобы оценить характер и структурообразующую роль этих процессов, С.Ю. Соколов проанализировал сейсмотомографические данные [Соколов, Трифонов, 2012]. Аномалии скоростей сейсмических волн (отклонения от среднестатистических значений, характерных для соответствующих глубин), по которым выделяются «горячие» (восходящие) и «холодные» (нисходящие) потоки мантийного вещества, лишь в астеносфере и отдельных участках субдуцирующих слэбов достигают процентов. В других частях мантии они меньше, и значимыми считаются отклонения не менее, чем на 0.25% для продольных волн V_p и 0.5% для поперечных волн V_s , т.е. 0.02–0.06 км/с.

Анализ сейсмотомографических данных по северо-востоку Азии [Жао и др., 2010] показал, что результаты обработки данных глобальной сети станций, хотя и обладают худшим разрешением по сравнению с результатами обработки данных региональных сетей, но дают в принципе сходную картину. Поэтому для изучения Эфиопско-Афарского суперплюма и Альпийско-Гималайского пояса использовались сейсмотомографические материалы, полученные на основе глобальной сейсмической сети [Grand et al., 1997; Van der Hilst et al., 1997; Becker, Boschi, 2002]. При интерпретации этих материалов принималось во внимание их более низкое пространственное разрешение по сравнению с региональными моделями.

Так, оно не позволяло разграничить литосферу и астеносферу. Для этого приходилось привлекать другие геофизических данные и, опи-

раясь на них, интерпретировать, например, пониженные усреднённые скорости сейсмических волн под континентами на глубинах до 100 км как повышение кровли астеносферы.

На основе указанных материалов были построены сейсмотомографические профили, показанные на картах вариаций V_p и V_s в поверхностном слое мощностью 100 км (рис. 54 и 55). Для характеристики распределения аномальных значений V_p и V_s использовались их отклонения от среднего значения для данного слоя в процентах. Повышенными признаны значения dV_p от 0.25 до 0.8% и dV_s от 0.5 до 2.0%, а сильно повышенными — $dV_p > 0.8\%$ и $dV_s > 2.0\%$. Характерны четкая выраженность системы срединно-океанических хребтов в поле V_s (есть два исключения — хребет Книповича и участок Африкано-Антарктического хребта рядом с плато Кергелен) и практически полное ее отсутствие в поле V_p , но в последнем отчётливо выражены особенности коллизионных поясов Земли и, в частности, Альпийско-Гималайского.

Профили 1–1' через дугу Тонго–Кермадек и 2–2' под Андамено-Индонезийской дугой характеризуют юго-восточную часть Альпийско-Гималайского пояса, где субдукция продолжается до сих пор (см. рис. 43). На этих профилях видно, что зоны повышенных и сильно повышенных dV_s , соответствующие сейсмофокальным зонам, переходят на глубинах 400–800 км в горизонтальные высокоскоростные линзы, аналогичные BMW, выявленным на северо-восточной окраине Азии [Жао и др., 2010].

Иное строение мантии обнаруживается на профилях, пересекающих горную часть пояса. Принципиальными являются профили через рифтовую систему Восточной Африки и Аравийско-Кавказский сегмент Альпийско-Гималайского пояса (рис. 56, профили 4–4'). На профиле dV_s видны сравнительно тонкие (до глубин ~200 км) верхнемантийные линзы сильно пониженных значений: непротяжённая в районе о-ва Буве и протяжённая под Восточно-Африканской рифтовой системой и Красноморским рифтом до Южной Аравии. Эта северная линза продолжается на север до Большого Кавказа, характеризуясь пониженными величинами dV_s . Ниже линзы прослеживается широкая полоса слабо пониженных и участками пониженных значений dV_s , достигающая низов мантии. В своей верхней части она охватывает территорию от Малави до Красного моря, но, будучи наклонённой на юг, на нижнемантийном уровне оказывается под Южной Африкой.

¹ Раздел 5.3.2 написан совместно с С.Ю. Соколовым.

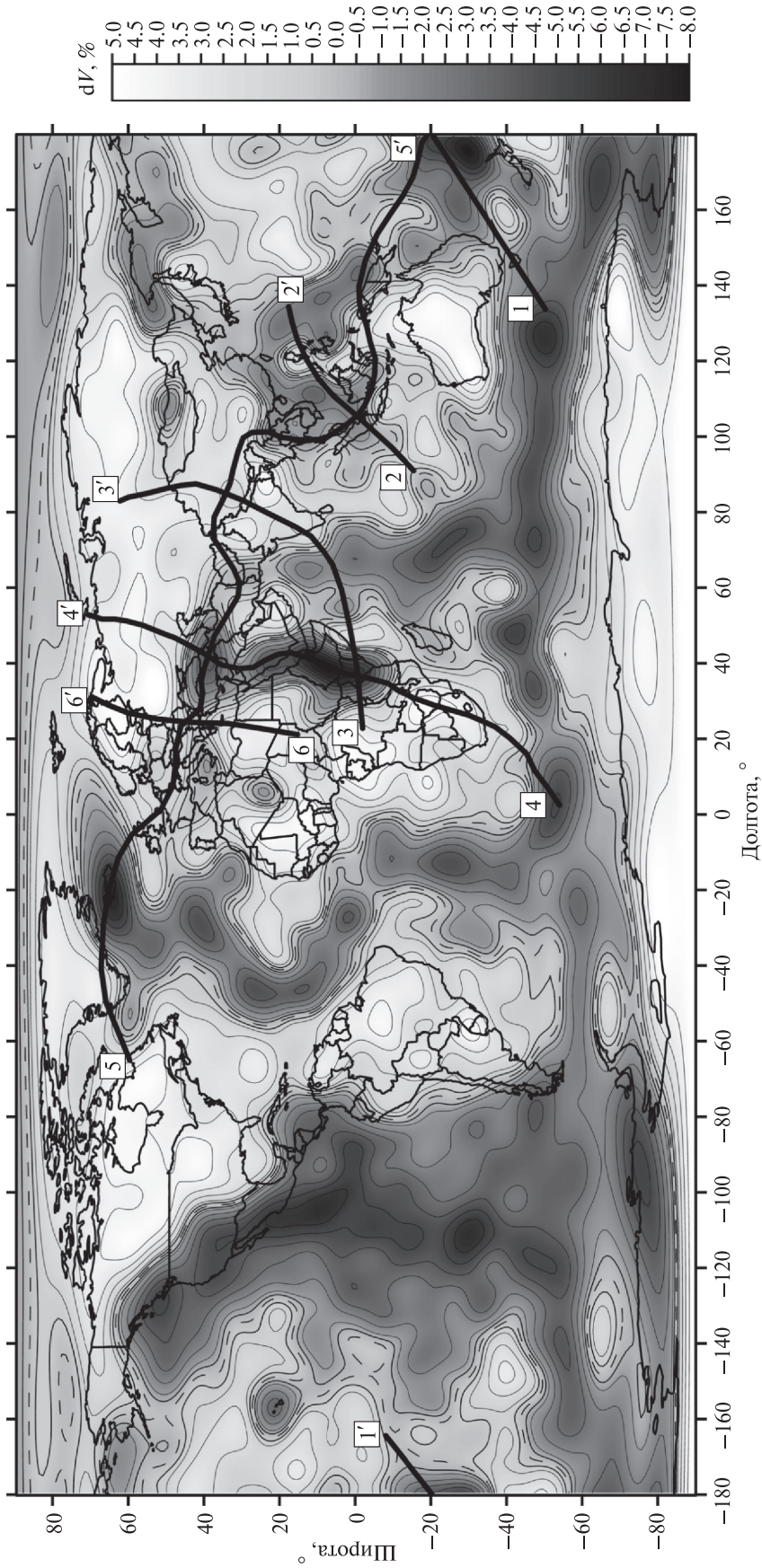


Рис. 54. Глобальная схема распределения dV_s на глубинах 100 км [Соколов, Трифонов, 2012]. Составил С.Ю. Соколов по данным [Becker, Boschi, 2002; Grand et al., 1997; Van der Hilst et al., 1997]

Показаны линии профилей 1-1' и 2-2' (см. рис. 43), 4-4', 3-3', 5-5' (см. рис. 56-58). Контуры проведены через 1% для dV_s , пунктир показывает нулевые значения

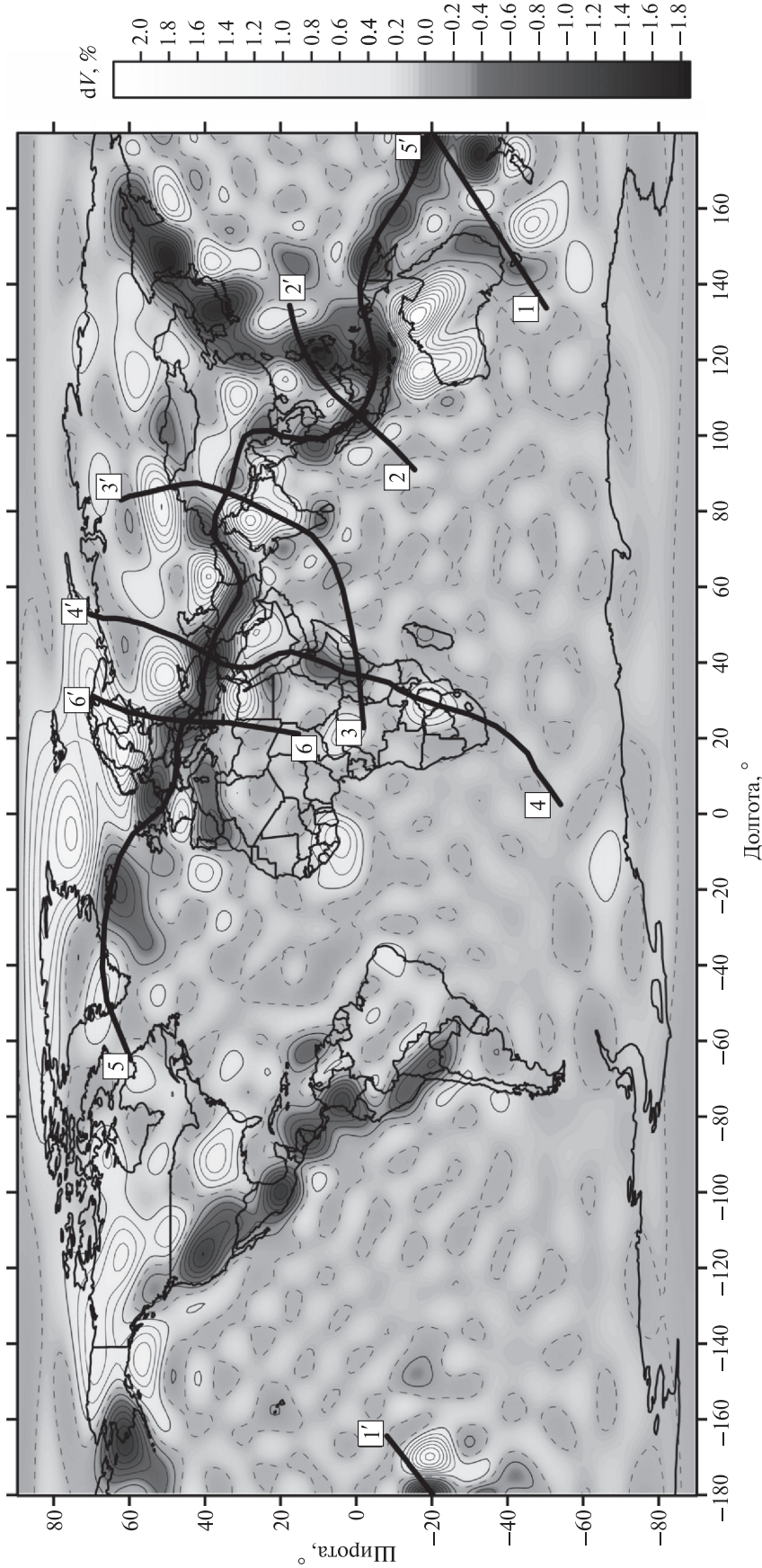


Рис. 55. Глобальная схема распределения dV_p на глубинах 100 км [Соколов, Трифонов, 2012]. Составил С.Ю. Соколов по данным [Becker, Boschi, 2002; Grand et al., 1997; Van der Hilst et al., 1997]. Показаны линии профилей 1-1', 2-2' (см. рис. 43), 4-4', 3-3', 5-5' (см. рис. 56-58). Контуры проведены через 0.2% для P -волн, пунктир показывает нулевые значения

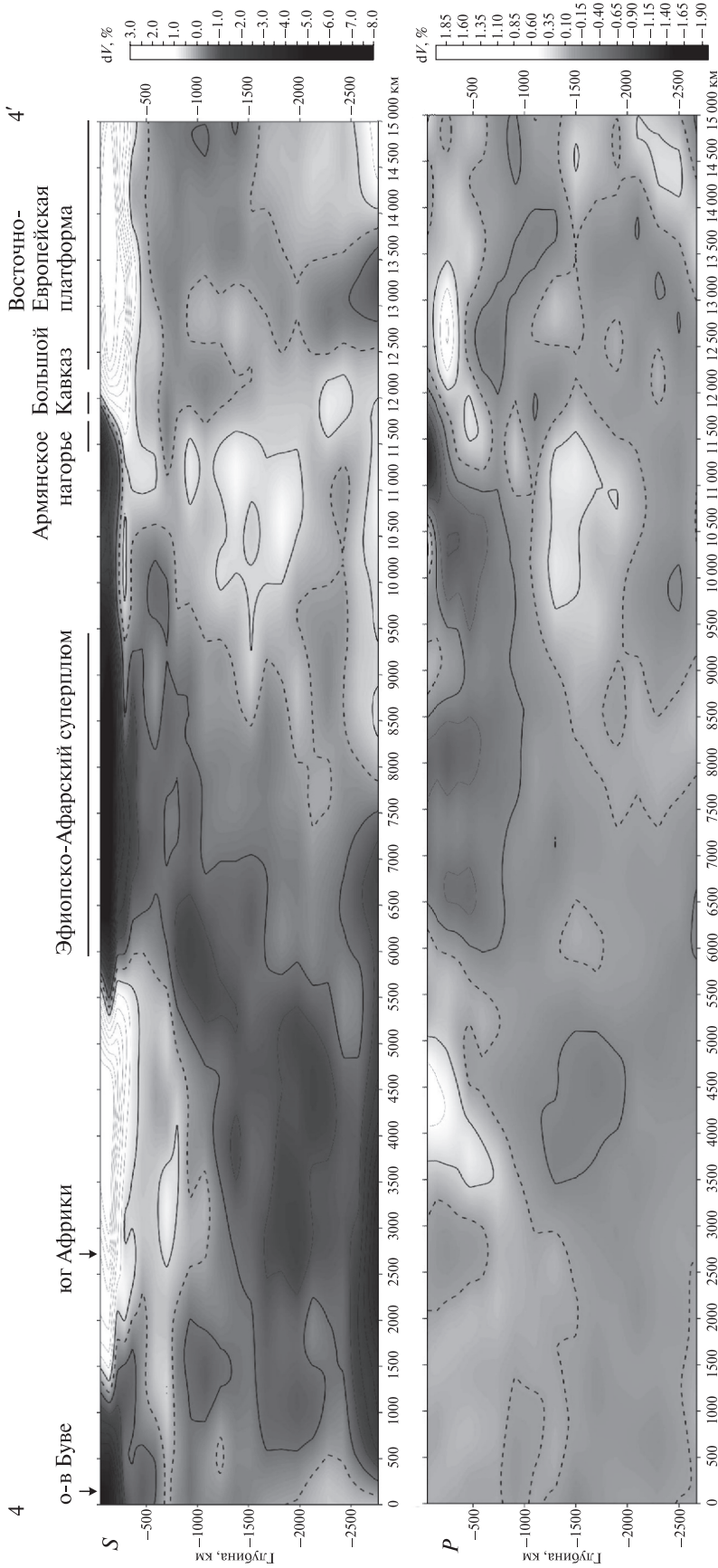


Рис. 56. Сейсмогеографические профили dV_s и dV_p по линии 4-4' (от о-ва Буве через Африканскую платформу, Эфиопско-Афарский суперпллом, Аравийскую плиту и Кавказ до Восточно-Европейской платформы) [Соколов, Трифионов, 2012]. Составил С.Ю. Соколов по данным глобальной объемной модели NGRAND и HWE97P [Becker, Boschi, 2002; Grand et al., 1997; Van der Hilst et al., 1997]
 Контуры проведены через 0.5% для S-волн и 0.25% для P-волн, пунктир показывает нулевые значения

Именно эта структура рассматривается как Эфиопско-Афарский суперплум. Верхи мантии Африканской и Евразийской плит отличаются повышенными значениями dV_S . Характерен низкоскоростной клин, погружающийся от Скифской платформы под Большой Кавказ. Там он выполаживается и прослеживается до Малого Кавказа, постепенно теряя свою обособленность.

На профиле dV_p Эфиопско-Афарский суперплум выражен такой же наклонённой на юг широкой полосой пониженных значений, но в верхней мантии она охватывает глубины до 600–800 км на всём протяжении от Малави до Малого Кавказа, а её участки под Кенийским рифтом, районом Афара и Армянским вулканическим нагорьем выделяются сильно пониженными величинами dV_p . Под Большим Кавказом толщина полосы резко сокращается, и она ограничивается снизу высокоскоростным клином, погружающимся от Скифской платформы. Верхняя мантия Южной Африки и Восточно-Европейской платформы характеризуется слабо повышенными и средними значениями dV_p .

На профиле от Кении через Индийский океан и Тибетско-Гималайский сегмент пояса (рис. 57, профили 3–3') на глубинах до 100–300 км выявлен слой сильно повышенных dV_S , который протягивается от Гималаев до северного края Тянь-Шаня и продолжается в виде высокоскоростного слоя под Индийскую платформу и Казахстанско-Западносибирский сегмент Евразийской плиты. Под югом Тибета (район сутуры Неотетиса — зоны Инда-Цангпо) высокоскоростной слой утолщается до 400 км. Ниже, на глубинах 600–700 км, обособляется ещё одна субгоризонтальная высокоскоростная линза. Возможно, часть утолщённого верхнего высокоскоростного слоя и эта линза являются преобразованными реликтами неотетического слэба, выположенного на глубине. На профиле dV_p высокоскоростная линза прослеживается почти от южного края Индийской платформы до северного края Тибета на глубинах 100–300 км, причём максимальная мощность слоя и наибольшие значения dV_p также зафиксированы под югом Тибета. Севернее усреднённые значения dV_p в верхах мантии понижаются до средних, и ещё одна линза с высокоскоростными значениями появляется на юге Западной Сибири.

Ниже высокоскоростного слоя выделяется область пониженных значений dV_p . Она имеет

форму узкой (400–500 км) линзы под Индийской платформой, почти редуцируется под югом Тибета и раздувается до глубин 300–800 км под Высокой Азией (от Тибета до Тянь-Шаня), где участками достигает сильно пониженных значений. Под этой утолщённой линзой, в нижней мантии, нечётко обособляется фрагментированная зона слабо пониженных значений dV_p , наклонённая на юго-запад. На профиле dV_S описанные черты читаются хуже: в верхней мантии фиксируется область слабо пониженных значений под Высокой Азией, а нижнемантийная наклонная зона отмечена средними величинами dV_S на фоне слабо повышенных значений под соседними территориями.

Поперечные разрезы дополняют профили 5–5' вдоль оси Альпийско-Гималайского пояса, протягивающиеся от дуги Тонго-Кермадек через задуговые бассейны Андамано-Индонезийской дуги, Тибет, Памир, Афганистан, Иран и Малый Кавказ на Анатолию и Карпаты и далее через герциниды Западной Европы до Исландии (рис. 58). Для понимания глубинного строения пояса эти профили важны по двум причинам.

Во-первых, они позволяют видеть структуры, выделенные на поперечных профилях, в другом ракурсе. Так, на продольных профилях подтверждается переход слэба дуги Тонго-Кермадек в субгоризонтальную зону повышенных V_p и V_S на глубинах 600–800 км. На профиле dV_S её дополняют субгоризонтальные высокоскоростные линзы на глубинах ~100–200 и 350–500 км на западной окраине Тихого океана и на глубинах до ~200 км между дугой Папуа — Новой Гвинеи и восточным флангом Андамано-Индонезийской дуги. Выявленное на поперечном профиле 3–3' двухярусное строение верхней мантии Тибета (вверху повышенные и внизу пониженные значения V_p) подтверждается на продольном профиле, где видно, что эта особенность проявлена на всём пространстве от восточного края Тибета до Памиро-Гиндукуша. Западнее, от Афганистана до Карпат, обособляется на глубинах до 200–300 км слой пониженных и сильно пониженных значений dV_p , продолжающийся под западноевропейские герциниды. Тот факт, что одни и те же структуры фиксируются и на продольных, и на поперечных профилях, доказывает, что выявленные вариации скоростей не связаны с разной анизотропией распространения сейсмических волн, а отражают реальные неоднородности мантии.

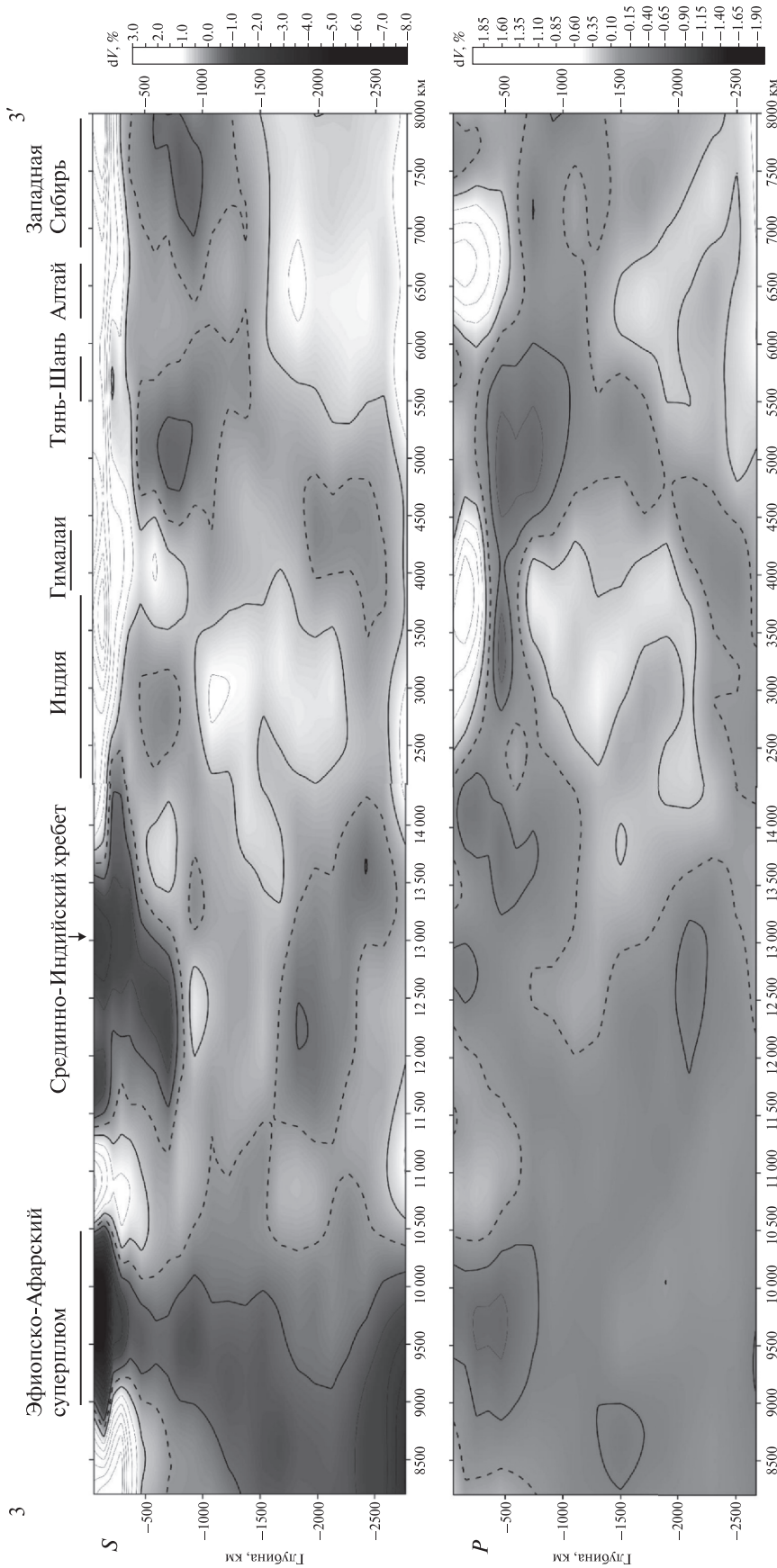


Рис. 57. Сейсмотомографические профили dV_S и dV_P по линии 3–3' (от Кении через Срединно-Индийский хребет, Индийскую платформу и Восточную Азию до Западно-Сибирской эпипалеозойской платформы) [Соколов, Трифонов, 2012]. Составил С.Ю. Соколов по данным глобальной объемной модели NGRAND и HWE97P [Becker, Boschi, 2002; Grand et al., 1997; Grand et al., 1997; Van der Hilst et al., 1997].
 Контуры проведены через 0.5% для S-волн и 0.25% для P-волн, пунктир показывает нулевые значения

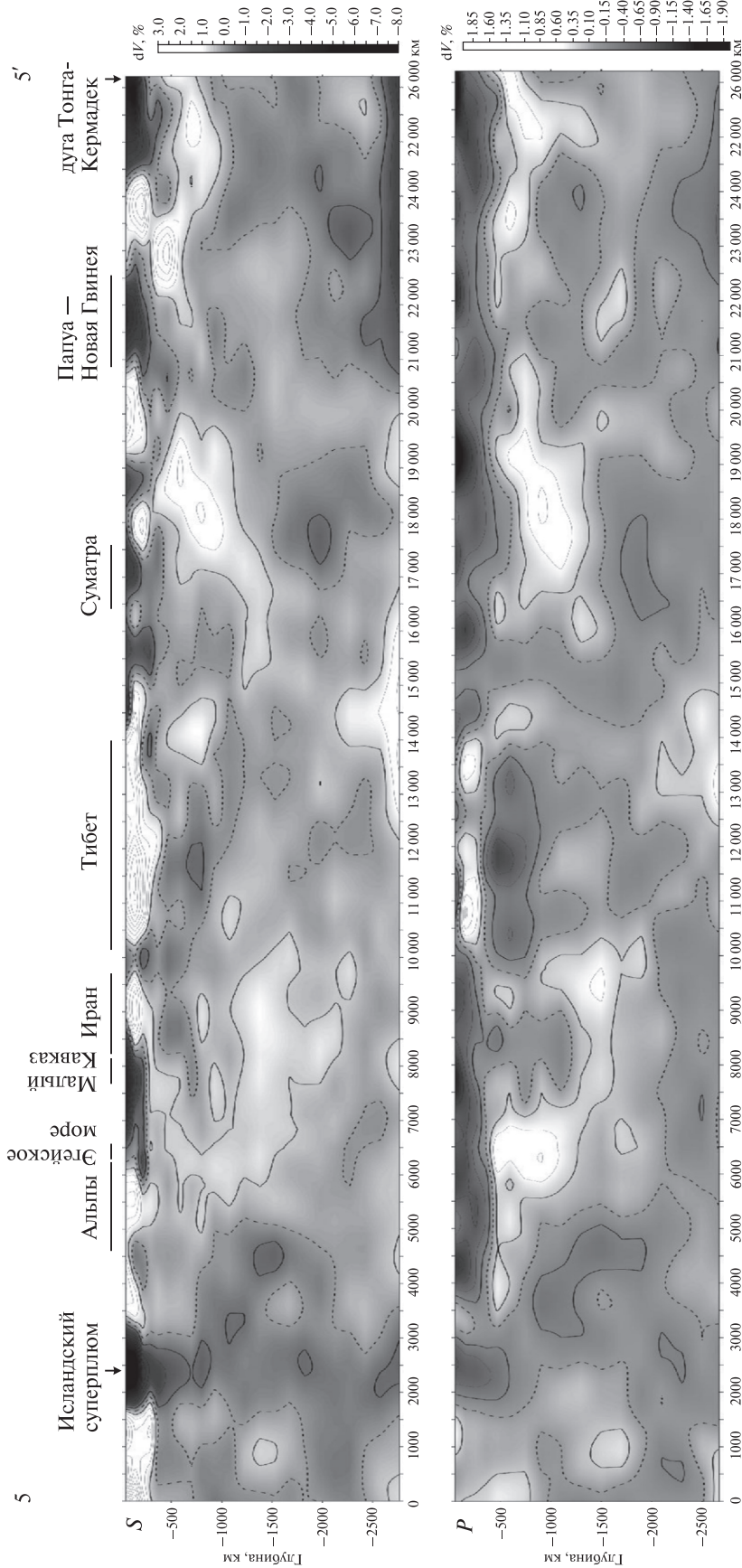


Рис. 58. Сейсмографикические профили dV_s и dV_p по линии 5–5' (вдоль Альпийско-Гималайского пояса от дуги Тонго–Кермадек через Индонезийский задуговой бассейн, Тибет, Памир, Малый Кавказ, Анатолию, Карпаты, западноевропейские герциниды до Исландии) [Соколов, Трифонов, 2012]. Составил С.Ю. Соколов по данным глобальной объемной модели NGRAND и HWE97P [Becker, Boschi, 2002; Grand et al., 1997; Van der Hilst et al., 1997]

Контурны проведены через 0.5% для S-волн и 0.25% для P-волн, пунктир показывает нулевые значения

Во-вторых, на профилях 5–5' проявлена поперечная сегментация пояса, известная по соотношениям его позднекайнозойских коровых структур. Сегментация лучше выражена на профиле dV_p , причём различия сегментов прослеживаются на всю глубину верхней мантии. Граница юго-восточного «островодужного» и тибетского типов разрезом примерно совпадает с зоной нарушений 105° в.д. между соответствующими сегментами пояса, а граница тибетского и ирано-кавказского типов разрезом — с Дарваз-Чаманской зоной разломов между Памиро-Гималайским и Аравийско-Иранским сегментами.

Различия сегментов связаны с их разной кайнозойской историей. Если в Индонезийском сегменте его островодужная структура сохраняется до сих пор, то в Памиро-Гималайском сегменте последние реликты Неотетиса закрылись в олигоцене, а в Аравийско-Иранском сегменте — с конца эоцена до среднего миоцена. Соответственно, развитие субдукции и связанных с ней мантийных клиньев сменилось в обоих сегментах коллизией литосферных плит Евразии и гондванского ряда. При этом интенсивность горообразовательных вертикальных движений в этих сегментах была различной, а в западной части пояса (Альпийской Европе) рост гор сочетался с образованием впадин.

На профилях 5–5' видна также Исландская верхнемантийная область пониженных скоростей сейсмических волн. Она продолжается в нижнюю мантию, где скоростной контраст области с окружающей мантией уменьшается. Эта низкоскоростная область интерпретируется как Исландский суперплюм. Несмотря на указанные неопределённости, намечается наклон оси области пониженных скоростей на юго-восток до глубин ~1500 км.

5.3.3. Сопоставление данных и модель неотектонического развития Альпийско-Гималайского пояса

На глубинах до 100 км V_s понижены почти под всеми океанскими вулканическими зонами спрединга и прилегающими областями Мирового океана (см. рис. 54). Особенно низкие скорости фиксируются в областях Эфиопско-Афарского и Исландского суперплюмов, а также в некоторых участках Центральной и Южной Пацифики. Пониженные значения V_s отмечаются в краевых морях (между Андамано-Ин-

донезийской и Марианской дугами, в районе дуги Тонго–Кермадек и в Охотском море), а также на западе Аравийском плиты и в Кавказском регионе. Под континентами V_s повышены, поскольку поверхность астеносферы там находится ниже.

Под горными сегментами Альпийско-Гималайского пояса выявлен подлитосферный верхнемантийный слой с пониженными скоростями сейсмических волн (горячий и менее плотный), распространяющийся под весь горный пояс от Эфиопско-Афарского суперплюма — области пониженных скоростей сейсмических волн, прослеженной от низов мантии. В Аравийско-Кавказском сегменте пояса этот слой непосредственно подстилает литосферу мощностью не более 100 км, распространяясь на всю глубину верхней мантии и утоняясь под Большим Кавказом. Лучше он выражен на профиле dV_p (см. рис. 56).

Тот же слой прослеживается и на профиле 3–3' (см. рис. 57). Там его реликты непосредственно подстилают тонкую литосферу Индийского океана, но севернее над ними находится линза с повышенными значениями dV_p , соответствующая утолщённой литосфере Индийской плиты и Высокой Азии. Наибольшее утолщение (до 400 км на профиле dV_s) имеет место под Южным Тибетом. Это утолщение и расположенная под слоем с пониженными значениями сейсмических скоростей линза слабо повышенных значений V_s на глубинах ~600 км могут быть реликтами субдуцировавшего слэба Неотетиса, переходившего на глубине в BMW. Под Высокой Азией в нижней мантии выделяется полоса слабо пониженных значений dV_p , которая, как и Эфиопско-Афарский суперплюм, наклонена на юго-запад. Возможно, она представляет собой реликт ранее существовавшего плюма.

Эфиопско-Афарский суперплюм, выраженный пониженными скоростями сейсмических волн, интерпретируется как поток глубинного вещества и энергии, восходящий от низов мантии до земной поверхности. В современной структуре он образует протяжённую субмеридиональную зону, охватывающую весь пояс вулканических рифтов Восточной Африки до широты южной оконечности Мадагаскара. Можно предположить, что суперплюм занимал более или менее стационарное положение с конца палеозоя.

С зарождением океана Тетис в позднем палеозое части перемещавшейся Гондваны, ока-

зывавшиеся в разное время над суперплюмом, испытывали рифтинг, перераставший в спрединг. Поток разогретого и обогащённого астеносферного вещества от суперплюма направлял движение отделявшихся гондванских фрагментов на северо-восток к Евразии. Там океанская литосфера Тетиса субдуцировала, причём субдуцировавшие слэбы, вероятно, переходили в BMW подобно тому, как это происходит сейчас в Индонезийском сегменте пояса. Реликты области такого перехода сохранились под Южным Тибетом.

Континентальные фрагменты Гондваны не могли субдуцировать из-за своей пониженной плотности и прицелялись к Евразии, в результате чего зоны субдукции перемещались к их тыловым частям. Так, на месте будущего Альпийско-Гималайского пояса возникла серия микроплит, разделённых сутурами, аккреционными телами, проявлениями магматизма разных стадий развития Тетиса.

На север, в пределы Аравийско-Кавказского сегмента Альпийско-Гималайского пояса, подлитосферный поток смог проникнуть лишь после того, как в конце эоцена и олигоцене завершилась субдукция реликтов Тетиса на южной окраине пояса. Возникшая коллизия плит замедлила их сближение, и поток стал распространяться под северные окраины бывшего Неотетиса, постепенно охватив весь будущий горный пояс. Поток деформировал подошву литосферы плиты. В участках локальной депрессии возникали магматические очаги, которые в геодинамических условиях, подходящих для образования и функционирования выводящих каналов, проявлялись вулканическими извержениями. О распространении потока в Аравийско-Кавказском регионе можно судить по омоложению возраста вулканических извержений с юга на север (см. параграф 3.2.3). Поскольку очаги поддерживались подлитосферным потоком, они могли долго извергать вулканический материал в одних и тех же местах. Толщина подлитосферного слоя пониженных скоростей резко утоняется под Большим Кавказом. Утонение могло быть связано с тем, что до среднего миоцена кавказские прогибы Паратетиса пододвигались под Малый Кавказ [Леонов, 1975; Большой Кавказ..., 2007], и субдукция препятствовала проникновению подлитосферного потока к северу.

«Горячий» подлитосферный поток переработал верхнюю мантию Альпийско-Гималайского пояса. Это выразилось в пониженных усреднённых

ных V_p верхов мантии под всеми горными системами пояса, кроме части Гималайско-Тибетского региона (см. рис. 55, 58). Понижение средних скоростей можно интерпретировать как утонение литосферы за счёт астеносферы и/или разуплотнение литосферной мантии и низов коры под воздействием астеносферы. Под Высокой Азией, где литосфера была наиболее утолщена кайнозойскими деформациями, над слоем пониженных V_p сохранился высокоскоростной слой мощностью до 300 км. В процессе движения подлитосферный поток обогащался водными флюидами, происходившими из прежних субдуцированных слэбов и BMW.

Активизированная таким образом астеносфера Альпийско-Гималайского пояса или её флюиды, проникавшие в литосферу, инициировали ряд геологических процессов. Так, воздействия активной астеносферы и её флюидов спровоцировали формирование внутрилитосферных, в том числе коровых, магматических очагов [Летников, 2003], выразившихся, в частности, в гранитообразовании, особенно интенсивном в Памиро-Гималайском сегменте пояса. Эти воздействия вызвали также размягчение литосферы [Артюшков, 2003], что привело к её интенсивным деформациям, тектоническому расслоению и большому латеральным перемещениям, результировавшимся в формировании деформационных поднятий [Трифонов и др., 2012].

Крупномасштабные деформации коровых масс с олигоцен до начала плиоцена, сопровождавшиеся их метаморфизмом и коровым магматизмом, привели к гомогенизации и консолидации земной коры в тех областях пояса, где этого не произошло раньше, подготовив вторую, плиоцен-четвертичную стадию неотектонического развития. Консолидация коры выразилась на этой стадии прекращением крупномасштабного гранитообразования, локализацией вулканизма в ограниченных зонах, нередко связанных со сдвигами [Короновский, Дёмина, 1999; Karakhanian et al., 2002; Wang et al., 2007; Trifonov et al., 2011], а также тем, что сдвиги стали ведущей формой реализации поперечного сокращения пояса, тогда как складчато-надвиговые деформации сконцентрировались во впадинах с мощным осадочным чехлом (Субгималаи, Афгано-Таджикская депрессия, предгорья Тавра, Низкий Загрос, периклинали Кавказа).

Под консолидированной корой тектонически расслоенная и деструктурированная предшествовавшими деформациями литосферная мантия

стала частично замещаться менее плотной астеносферой [Артюшков, 1993], что резко усилило рост горных поднятий. На это указывают пониженные скорости сейсмических волн под многими горными системами. В присутствии охлаждённых к плиоцену астеносферных флюидов резко ускорились фазовые трансформации минералов, в частности, в метабазитах низов коры и сохранившихся в литосфере реликтах слэбов океанской коры, что способствовало разуплотнению нижнекоровых масс в результате ретроградного метаморфизма [Трифонов и др., 2008, 2012; Артюшков, 2012].

Это явилось вторым фактором усиления роста гор, который, вероятно, стал ведущим в поднятии Большого Кавказа и Западного Тянь-Шаня. Под оба горных сооружения подлитосферный поток проник лишь в конце миоцена — начале плиоцена после закрытия обрамлявших их с юга прогибов. Поэтому его воздействие не дошло до замещения литосферной мантии, но под консолидированной ещё в палеозое корой оказалось достаточным для метаморфического разуплотнения высокометаморфизованных пород корового происхождения в основании коры.

Глава 6

Тектоника мантийных течений

Первоначальный вариант плейт-тектоники был лишь кинематической моделью, не претендовавшей на объяснение источников движения плит. Вскоре стали предлагаться различные объяснения причин их движения, и дискуссия по этой проблеме продолжается до сих пор. Пытались найти источники движения плит в самом плейт-тектоническом механизме. Так, обсуждались растягивающее воздействие нагнетания магматического материала в зонах спрединга и затягивающее воздействие субдуцируемых частей плит. О.Г. Сорохтин [2007] показал, что они имеют лишь локальное значение и не могут обеспечить движение плит в целом. Д.Форсайт и С.Уеда [Forsyth, Uyeda, 1975] предложили в качестве общего источника их движения механизм общемантийной тепловой конвекции, а Е.В. Артюшков [1968] и О.Г. Сорохтин [1974] аргументировали большую эффективность химико-плотностной конвекции, связанной с дифференциацией мантии и пополнением внешнего ядра её железистыми компонентами.

С появлением глобальных сейсмографических данных о строении мантии и по мере их накопления обсуждение мантийной конвекции стало более конкретным. Был выделен переходный слой между верхней и нижней мантией (см. раздел 4.1). Скачки скоростей сейсмических волн на его верхней (~410 км) и нижней (~670–680 км) границах столь велики, что могут происходить лишь при фазовых минеральных преобразованиях мантийного вещества. Эти переходы, экзо- и эндотермические, при некоторых задаваемых параметрах системы делают общемантийную тепловую конвекцию невозможной, с чем согласуются представления некоторых учёных [Hamilton, 2003; Иванов, 2011] об отсутствии существенного обмена веществом между нижней и верхней мантией.

Но О.Г. Сорохтин [2007] привёл убедительные соображения в пользу общемантийной химико-тепловой плотностной конвекции, в частности, о достаточно высоких скоростях конвективных течений, при которых минеральные преобразования не прерывают их и проявляются лишь в поднятии или погружении границ переходного слоя на величину до ~20 км. На признании общемантийной конвекции основана модель «тектоники плавающих континентов» В.П. Трубицина [2005]. Однако более весомыми представляются доводы в пользу сочетания воздействий на литосферу общемантийной и верхнемантийной конвекций [Добрецов и др., 2001; Коваленко и др., 2009; Лобковский, 2016].

В первоначальных вариантах плейт-тектонической теории предполагалось, что зоны спрединга представляют собой восходящие ветви мантийной конвекции, а зоны субдукции — её нисходящие ветви, выраженные до глубин ~650 км мантийными сейсмофокальными зонами. Сейсмотомографические исследования подтвердили, что некоторые слэбы продолжаются в нижнюю мантию, но это оказалось далеко не универсальным, поскольку большинство слэбов переходит на уровне переходного слоя в субгоризонтальные зоны — большие мантийные клинья (BMW) (см. раздел 4.1).

Вместе с тем, стало очевидным, что зоны спрединга не могут быть прямым отражением восходящих ветвей конвекции. Это наглядно демонстрирует пример Африканской плиты. Обрамляющие её с запада и востока зоны спрединга местами параллельны. Поскольку в ходе их развития происходит наращивание Африканской плиты, а зоны субдукции внутри плиты отсутствуют, расстояние между зонами спрединга увеличивается, т.е. либо одна из них, либо обе изменяют своё положение на сфере и

соответственно относительно восходящих ветвей конвекции. В итоге было признано, что о согласованности движения литосферных плит ветвям мантийной конвекции, положения зон спрединга и субдукции относительно них можно говорить лишь в самом общем виде, и полного соответствия между ними нет.

В первоначальных вариантах плейт-тектонической теории астеносфере отводилась роль нижней границы движущихся литосферных плит. Некоторые учёные считают астеносферу только продуктом фазовых преобразований, связанных с изменением температуры (T) и давления (P) с глубиной [Thybo, 2006]. Согласно этой точке зрения, астеносфера появляется в разрезах верхней мантии на глубине ~100 км под всеми континентами и не имеет тектонически предопределённой специфики.

Но большинство исследователей, не отрицая *PT*-предопределённости астеносферы, отмечают её гетерогенность и разновысотность верхней границы, коррелируемые с её расположением под разными крупными структурами континентальной литосферы [Anderson, 2006; O'Reilly, Griffin, 2006].

По мнению Ф.А. Летникова [1986], связь литосферных плит с астеносферой доказывается обратными отношениями мощностей гранито-гнейсового слоя и истощенной литосферной мантии с глубиной залегания и мощностью астеносферы. Эта точка зрения допускает не только совместное движение астеносферы и литосферы, но и геодинамическое воздействие первой на вторую.

Работы по сейсмической томографии показали, что зоны пониженных скоростей сейсмических волн, прослеживаемые на всю глубину мантии и интерпретируемые как восходящие потоки мантийного вещества, находятся, как правило, не под зонами спрединга или вблизи них, а в других местах, где охватывают обширные, но тем не менее ограниченные объёмы вещества, получившие название мантийных плюмов. Это понятие ввели в геологический обиход Дж. Уилсон [Wilson, 1963] и У.Морган [Morgan, 1971] для обозначения струй вещества и тепла, восходящих из нижней мантии, проплавливающих литосферные плиты и проявляющихся на поверхности вулканизмом («горячими точками»).

Идея плюмов как источников внутриплитного магматизма получила признание геологов, причём под ними стали понимать объёмы горячего вещества, восходящие с разных глубин мантии, в том числе от её переходного слоя или от тех или иных уровней верхней мантии. Чтобы отличить

потоки, прослеживаемые от низов мантии, их следует называть суперплюмами. Одним из них является Эфиопско-Афарский суперплюм.

Представленный в предыдущих разделах обзор мезозойско-кайнозойского развития Тетиса и Альпийско-Гималайского орогенического пояса привёл к выводу, что от Эфиопско-Афарского суперплюма распространялись латеральные верхнемантийные потоки, которые из-за вязкого трения на границе астеносферы и литосферы перемещали литосферные плиты. В условиях коллизии плит, замедлившей их сближение после закрытия Тетиса, потоки распространились под его северную окраину.

Обогащение потоков флюидами за счёт переработки реликтов BMW в переходном слое мантии стало причиной активного воздействия астеносферы на литосферу, которое в конечном счёте усилило вертикальные движения и привело к образованию современных горных систем. В других орогенических поясах Земли также отмечено усиление восходящих движений в плиоцен-квартере (см. раздел 5.3). Чтобы понять, насколько применима к другим регионам предложенная модель, рассмотрим современные обоснования восходящих, латеральных и нисходящих ветвей мантийной конвекции.

Имеющиеся геохимические данные не содержат признаков магмообразования глубже 700 км. Это не доказывает, что материал не может поступать с больших глубин, и означает лишь, что, если он поступает, то теряет метки прежней глубинности в результате переработки. Поэтому единственным источником сведений о течении вещества в нижней мантии могут служить данные сейсмической томографии. С их помощью, помимо Эфиопско-Афарского, выявлено ещё несколько суперплюмов, прослеживаемых от низов мантии [Трифонов, Соколов, 2015].

Крупнейшим из них является меридионально вытянутый Тихоокеанский суперплюм, разделяющийся кверху на несколько струй (рис. 59). Он не достигает литосферы, переходя в верхнемантийные потоки, распространяющиеся как на запад, так и на восток до зон спрединга Восточно-Тихоокеанского поднятия и далее до границы с континентальной литосферой Америки.

Меньший по площади восходящий поток проектируется на район островов Зелёного мыса западнее Африки (рис. 60). Он также теряет свою обособленность в верхней мантии, переходя в латеральный поток, который распространяется на запад и достигает рифтовой зоны Срединно-Атлантического хребта.

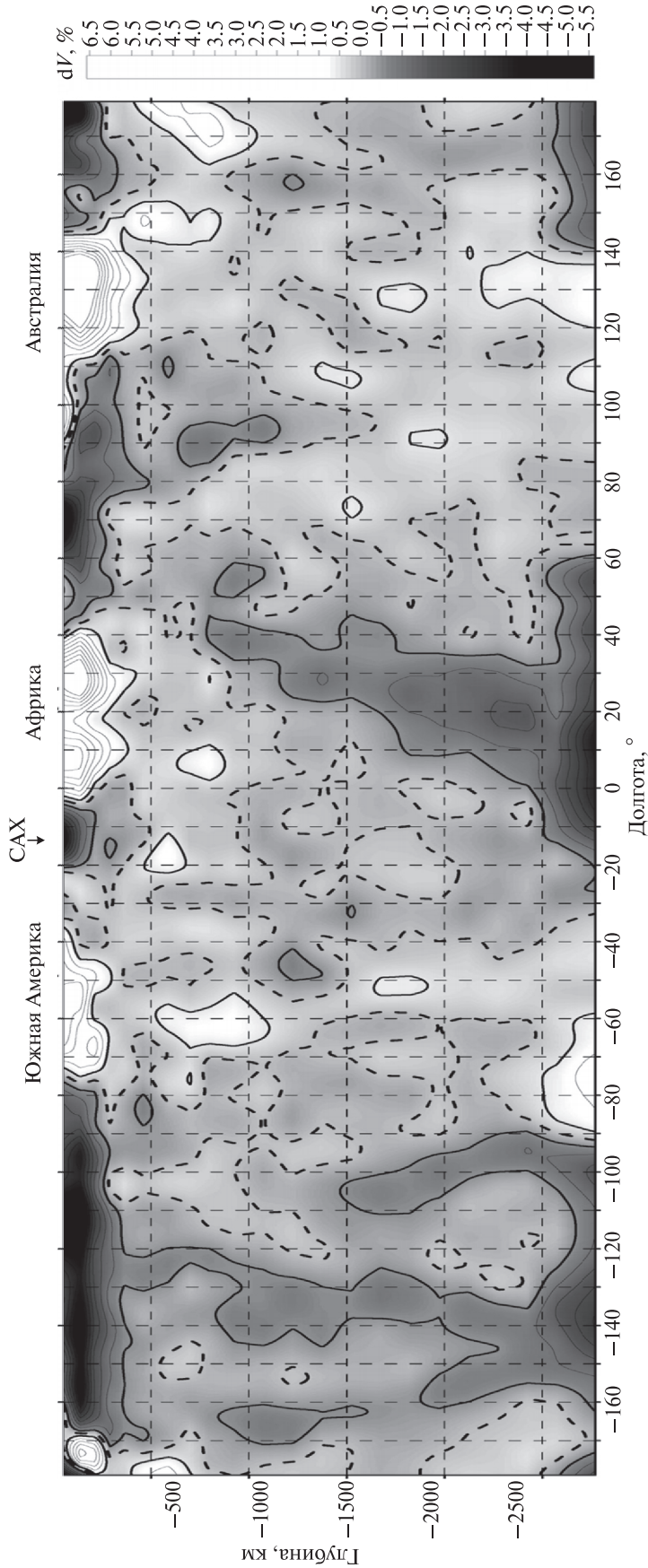


Рис. 59. Сейсмографический разрез мантии по S-волнам вдоль 22° ю.ш. [Трифонов, Соколов, 2015]. Составил С.Ю. Соколов по данным глобальной объемной модели NGRAND [Becker, Boschi, 2002; Grand et al., 1997]
 Слева — «ветвистый» Тихоокеанский суперплюм, а в центре — Эфиопско-Афарский. От обоих суперплюмов на уровне верхней мантии распространяются латеральные потоки. Контуры проведены через 0.5%, пунктир показывает нулевые значения

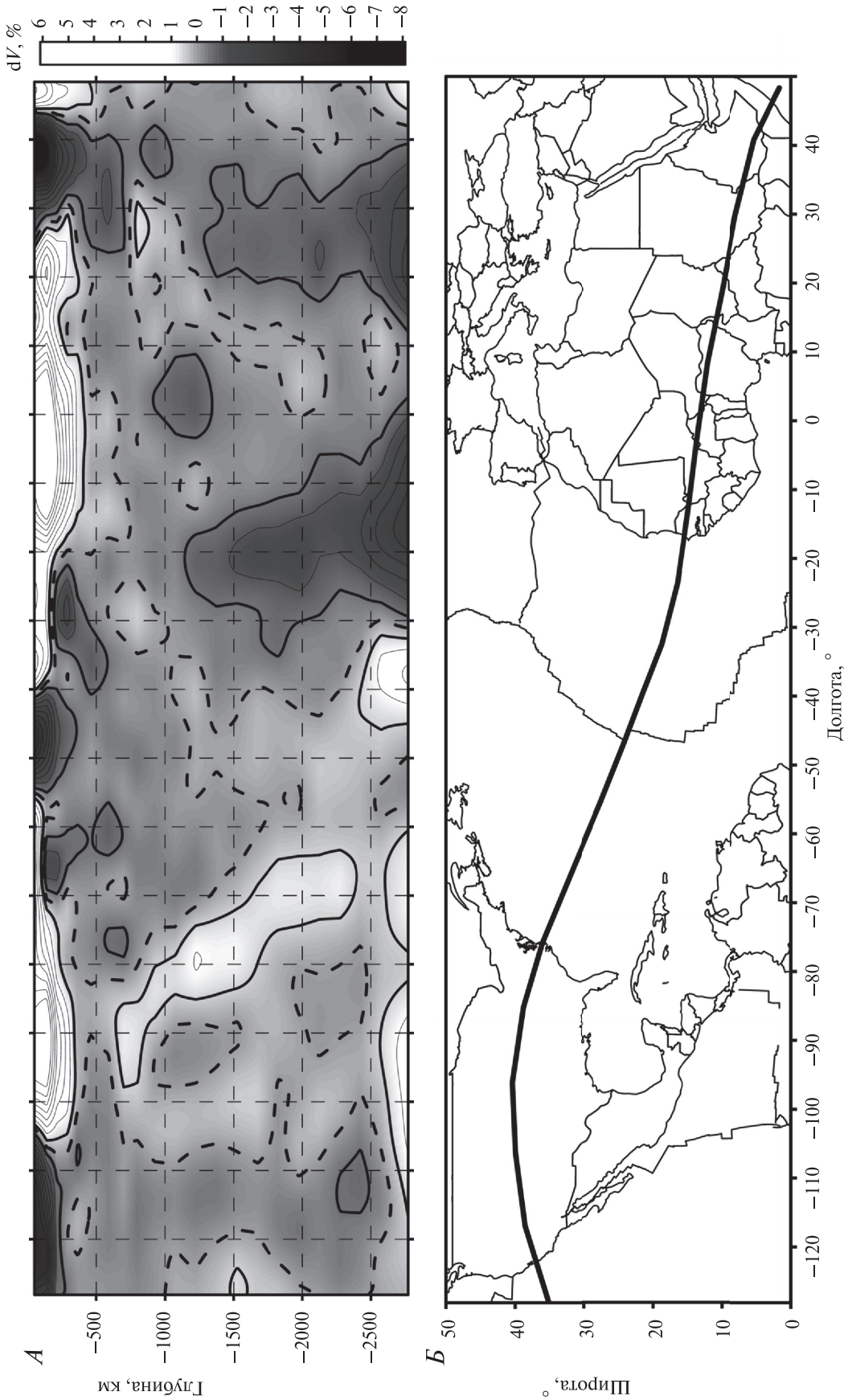


Рис. 60. Сейсмотомографический разрез мантии по S-волнам через Центральную Африку, Атлантику и Северную Америку [Трифонов, Соколов, 2015] (А) и положение профиля (Б). Составил С.Ю. Соколов по данным глобальной объемной модели NGRAND [Becker, Boschi, 2002; Grand et al., 1997]
 Справа — Эфиопско-Афарский суперплот. В центре — суперплот под островами Зелёного мыса, от которого под Атлантику распространяется верхнемантийный поток; слева вверху — верхнемантийный поток под западом Северной Америки, распространяющийся от Тихоокеанского суперплота. Контуры проведены через 0.5%, пунктир показывает нулевые значения, утолщённые сплошные изолинии — пределы $\pm 0.5\%$

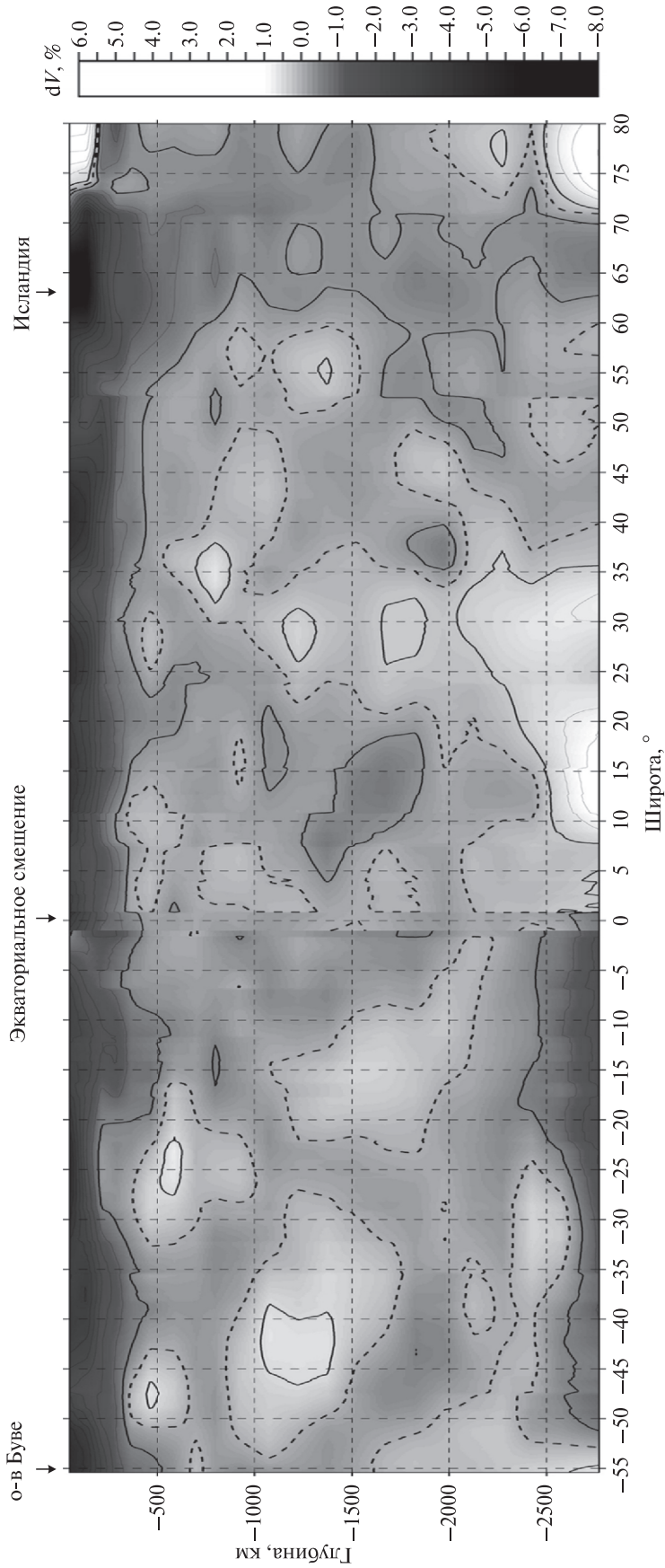


Рис. 61. Сейсмотомографический разрез мантии по S -волнам вдоль Срединно-Атлантического хребта [Трифонов, Соколов, 2015]. Составил С.Ю. Соколов по данным глобальной объемной модели NGRAND [Becker, Boschi, 2002; Grand et al., 1997]

Справа выделяется Исландский суперплюм. Под другими частями хребта область с пониженными скоростями сейсмических волн, охватывающая низы литосферы и верхи подлитосферной мантии, вырождается на глубинах до 200–300 км. Контуры проведены через 0.5%, до 1% через 0.3%. Пунктир показывает нулевые значения, утолщённые сплошные изолинии — пределы $\pm 0.3\%$

На севере Атлантики выделен суперплюм, наклонённый на восток и достигающий поверхности в районе Исландии (рис. 61; см. рис. 58). Кроме этих и, возможно, немногих других подобных сквозных структур, менее чётко выраженных пониженными скоростями сейсмических волн, не обнаружено иных признаков сквозьмантийных восходящих ветвей конвекции. Именно обнаруженные суперплюмы служат их проявлениями.

Согласно сейсмотомографическим данным, от суперплюмов распространяются латеральные верхнемантийные потоки. Из-за вязкого трения между астеносферой и литосферой, потоки перемещают литосферные плиты. В некоторых случаях соотношения между потоком в низах верхней мантии и движением плиты более сложные. Так, предполагается, что поток, распространяющийся на восток от Тихоокеанского плюма, приводит в зоне Восточно-Тихоокеанского поднятия к зарождению верхнемантийной конвекции, которая перемещает Тихоокеанскую плиту на северо-запад.

Расположение зоны спрединга над суперплюмом — скорее исключение, чем правило. На профиле вдоль Срединно-Атлантического хребта выделяется только Исландский суперплюм, тогда как «горячие» области под остальными частями зоны спрединга, отчётливо выраженные на уровне литосферы и верхов астеносферы, исчезают на глубинах до 200–300 км (см. рис. 61). Полученные в последние годы более детальные данные о распределении скоростей сейсмических волн позволяют существенно повысить нижнюю границу этого «горячего» слоя.

Зарождение зон спрединга обусловлено неоднородностью литосферы и существованием в ней ослабленных зон. Формирование магматических очагов, извергающих базальты в зонах спрединга, как правило, не связано с глубинными плюмами, а является вынужденной реакцией на расхождение плит из-за их неравномерного сцепления с движущимся верхнемантийным потоком и вызвано адиобатическим плавлением верхов подлитосферной мантии и литосферы при растяжении. Поэтому эти очаги неглубоки.

Обнаружение перехода большинства зон субдукции северо-востока Азии в субгоризонтальные BMW на уровне переходного слоя мантии привело исследователей к выводу о существовании связанной с ними верхнемантийной конвекции, вызывающей подъём мантийных диапиров и внутриплитный вулканизм [Коваленко и др., 2009; Жао и др., 2010; Лобковский, 2016]. Конвективные перемещения верхней мантии могли вызвать

деформационное утолщение земной коры края Азиатского континента, которое в сочетании с её разуплотнением под действием флюидов, поступавших из BMW, обусловило поднятие современных горных систем [Артюшков, 2012].

В Альпийско-Гималайском поясе, как показано выше, переработка флюидонасыщенных BMW подлитосферными потоками от Эфиопско-Афарского суперплюма активизировало эти потоки, и их воздействие привело к разуплотнению верхов мантии и низов коры, что вызвало усиление поднятий и горообразование. Эти процессы наиболее ярко проявились в Центральной Азии, где литосфера была особенно сильно утолщена коллизионными деформациями и обогащена реликтами прежней океанской литосферы Тетиса. В Средиземноморской части пояса, где литосфера сохранила значительные неоднородности, поднятие горных хребтов сочеталось с опусканием впадин. Их происхождение связывают с мантийным диапиризмом [Гончаров и др., 2015], который, в свою очередь, также определяется латеральными верхнемантийными потоками.

С ними же могут быть связаны и некоторые частные особенности новейшей тектоники Альпийско-Гималайского пояса, например, более быстрое современное горизонтальное перемещение Анатолийской плиты по сравнению с Аравийской плитой, противоречащее плит-тектонической модели движения Анатолийской плиты под давлением Аравийской. Растяжение, возникающее между этими плитами, может быть причиной повышенного вулканизма Армянского нагорья (см. параграф 3.2.3). С особенностями мантийных течений связаны и внутриконтинентальные мантийные сейсмофокальные зоны типа очагов Гиндукуша и Вранча (см. параграфы 3.1.2 и 3.3.4), также не нашедшие удовлетворительного плит-тектонического объяснения.

Если учесть, что большинство зон субдукции преобразуются на уровне переходного слоя мантии в BMW, погружения в нижнюю мантию оставшихся порций субдуцируемых слэбов [Жао и др., 2010] или отторгаемых фрагментов переходного слоя мантии, пополняемого большими мантийными клиньями [Maquyama et al., 2007], может оказаться недостаточно, чтобы компенсировать прирост литосферы в зонах спрединга. Вероятно, эти проявления нисходящей ветви конвекции дополняются погружением высокометаморфизованных и потому уплотнённых фрагментов литосферы под зонами коллизии и древними частями континентов. На возможность таких процессов указывают объёмы горных масс

со слабо повышенными скоростями сейсмических волн, прослеживаемые в виде отдельных фрагментов от подошвы литосферы континентов в нижнюю мантию (см. рис. 56, 57, 59, 60).

Итак, намечается более общая, по сравнению с плейт-тектоникой, тектоническая модель, которая названа «тектоникой мантийных течений» [Трифонов, Соколов, 2015]. Источником движения плит является течение верхнемантийного вещества в рамках общемантийной конвекции. Её восходящие ветви выражены мантийными суперплюмами, а нисходящие расредоточены и охватывают не только часть субдуцируемых слэбов, но и некоторые области под зонами коллизии и древними континентами. Разрыв и раздвигание плит в одних местах и погружение части литосферы в других происходят из-за различий в скоростях и направлении верхнемантийных потоков и их интерференции, причём траектории подлитосферных течений могут отличаться от траекторий движения плит.

Плейт-тектоника — не единственный результат верхнемантийных течений. Её дополняют тектонические процессы, обусловленные фазовыми минеральными преобразованиями мантийных и коровых пород, развитием BMW и связанной с ними флюидонасыщенностью переходного слоя мантии. Таким образом, тектоническая модель мантийных течений, целиком вмещающая теорию тектоники литосферных плит, вместе с тем, даёт объяснение ряду необъяснённых этой теорией геологических фактов, в частности, усилению вертикальных движений и горообразовательных процессов в плиоцен–квартере.

В создании модели тектоники мантийных течений важную роль сыграло выделение второй стадии новейшего горообразования — эпохи общего возрастания скорости и контраста вертикальных движений. Если первую стадию новейшего горообразования вполне можно интерпретировать как результат утолщения коры в областях коллизии и внутриплитного сжатия, т.е. в русле общепринятых плейт-тектонических представлений, то во вторую стадию эти проявления сжатия становятся лишь осложнениями более общего наложенного на взаимодействия плит глобального события [Трифонов, 2016]. Его геодинамическое значение невозможно оценить на примере только новейшего горообразования, обрывающегося современным моментом на второй стадии. Необходимо привлечь данные о горообразовательных (орогенных) этапах геологического прошлого, которые, хотя и не могут быть изучены с той же детальностью, как

новейший этап, но показывают, что последовало за его второй стадией.

Одной из наиболее полных сводок о герцинском орогенном этапе на территории Евразии является работа А.А. Моссаковского [1975], где обоснована одновозрастность стадий горообразования в разных тектонических зонах и провинциях. Примером развития этого процесса может служить Уральский ороген.

В.Н. Пучков [2010] выделяет там «мягкую» и более позднюю «жесткую» коллизию, причём обе они омолаживаются с юга на север. Первые проявления «мягкой» коллизии на юге Урала относятся к фамену, а на севере — к раннему карбону и рассматриваются как коллизия с континентом Магнитогорской островной дуги. Эти проявления коллизии сходны с теми, что имели место в маастрихте на северном фланге Аравийской плиты (см. параграф 3.2.2) и не являются обязательной принадлежностью орогенного этапа. С ним следует сопоставлять эпоху «жесткой» коллизии, связанной с закрытием Палеоуральского океана (смыкание Восточно-Европейского и Казахстанского континентов) и выразившейся образованием бивергентного Уральского орогена с расплющиванием и выжиманием горных масс и гранитообразованием в осевой части и покровно-складчатыми структурами на бортах.

В южных сегментах Урала «жесткая» коллизия началась в среднем карбоне (серпуховской век). О её омоложении к северу свидетельствует, по мнению В.Н. Пучкова [2010], изменение возраста осевых гранитных интрузий от позднекаменноугольного до раннепермского. Соответственно изменялось и время завершения формирования орогенных поднятий, которые на севере продолжали развиваться в поздней перми, когда на юге начал формироваться посторогенный пенеплен. На границе перми и триаса геодинамическая обстановка радикально изменилась, и триасовое развитие территории Уральского орогена происходило в условиях растяжения и траппового магматизма, распространявшегося от Сибирской платформы. В.Н. Пучков [2000, 2010] связывает этот магматизм с воздействием мантийного суперплюма.

При всех вариациях развития коллизии и связанных с ней субаэральных поднятий выделяется раннепермская эпоха с «пиком» в артинский век, когда горообразовательные процессы получили всеобщее распространение. Синхронная активизация вертикальных движений зафиксирована в разных частях Урало-Монгольского орогенического пояса и в других областях гер-

цинского орогенеза [Моссаковский, 1975]. По-видимому, её следует рассматривать как аналог второй стадии новейшего горообразования. Аналогия со второй стадией усматривается и в возможном возрастании на этой стадии развития Уральского орогена сдвиговых перемещений в ущерб складчато-надвиговому [Пучков, 2010]. Это нашло подтверждение в обнаружении соответствующих изменений напряжённо-деформированного состояния зоны Главного Уральского разлома [Сычёв, 2015].

Ю.Г. Леонов [1976, 1980] выполнил глобальное исследование каледонского орогенного этапа. По его данным, коллизия и, соответственно, рост деформационных поднятий начались в конце силура. Поднятие охватило все каледонские орогены, и его проявления распространились на платформенные территории в эйфельский век. Вероятно, это поднятие следует отождествлять со второй стадией каледонского горообразования.

Если исключить орогенические проявления, связанные с эпохами деформаций типа киммерийской (конец средней юры) или ларамийской (граница мела и палеогена), когда горообразование, хотя и охватило обширные территории, но не получило глобального распространения, четыре глобальных орогенических этапа (наиболее поздний, герцинский, каледонский и, вероятно, вендский, продолжавшийся до начала кембрия) занимали в течение последних 560 млн лет более 30% геологического времени (рис. 62). Из них, судя по трём последним таким этапам, вторые стадии орогенеза длились не более 7% времени.

Особенно важным представляется то, что вторая фаза герцинского горообразования (нижняя пермь) совпала со временем глобальной перестройки системы движения литосферных плит, возможно, отражавшей частичную реорганизацию конвективной системы Земли. Именно тогда возник Тетис и зародился Атлантический океан. Вторая стадия каледонского орогенеза (эйфельский век) также была эпохой частичной

перестройки глобальной плит-тектонической системы. По аналогии с каледонским и герцинским орогенными этапами резонно предположить, что вторая стадия новейшего горообразования также отражает изменения глобальной системы взаимодействия плит и её глубинных источников, масштабы и содержание которых мы пока оценить не можем.

В качестве одной из возможных причин столь радикального изменения и его глобальной синхронности можно назвать закрытие Тетиса. Во все стадии существования на его северо-восточном (в современных координатах) борту развивались зоны субдукции, поглощавшие новообразованную океанскую литосферу. Индийский океан и его Красноморское продолжение, которые стали преемниками Тетиса, лишены таких зон на всём протяжении от Кипрской дуги до Андамено-Индонезийской. В сочетании с распространившейся в позднем кайнозое на восток зоной спрединга хребта Гаккеля это принципиально изменило геодинамику Евразии, что сказалось на глобальном балансе взаимодействия плит.

Возможны и другие объяснения. Но общий смысл второй стадии состоит в том, что к этому времени глубинные преобразования настолько изменяют воздействие подлитосферных мантийных течений на литосферу, что прежняя плит-тектоническая система нарушается. Вторая стадия новейшего горообразования является отражением особого планетарного события, которое изменяло в прошлом и, вероятно, изменит сейчас глобальную систему взаимодействия плит [Трифонов, 2016].

Хотя концепция «тектоники мантийных течений» объясняет тектонические процессы и явления, прежде не находившие удовлетворительного истолкования, сохраняется ряд проблем, которые остаются нерешёнными ни плит-тектонической теорией, ни предлагаемой концепцией. Ниже обсуждаются три из них, представляющиеся наиболее важными.

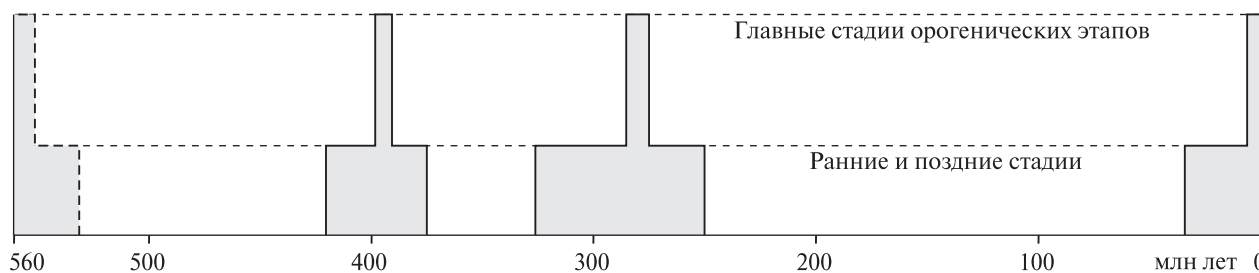


Рис. 62. Хронологическое положение орогенических этапов в фанерозойской истории Земли [Трифонов, 2016]

Первая проблема — причины сегментации, которая на разных масштабных уровнях проявляется в дискретности строения и эволюции новейших структур вдоль простирания подвижных поясов различных геодинамических типов (растяжения, субдукции и коллизии). Если обратиться к Альпийско-Гималайскому поясу как тектонотипу областей крупномасштабной современной коллизии, то приведённые выше данные о его неотектонических особенностях и их связи с процессами в верхней мантии относятся, прежде всего, к мегасегментам пояса, расположенным севернее выступов гондванских плит — Памиро-Гималайскому и Аравийско-Кавказскому. Изучение сегментов между выступами, типа Ирано-Каспийского или Анатолийско-Черноморского, может существенно расширить знания о связях между тектоническими процессами. Важными при этом представляются исследования особенностей как структуры и эволюции таких сегментов, так и их соотношений со свойствами верхней мантии. Особое внимание следует обратить на неоднородности участков плит, пододвигавшихся ранее под разные сегменты пояса и продолжающих взаимодействовать с ними в позднем кайнозое.

Вторая проблема — в какой мере препятствуют верхнемантийным течениям значительные утолщения мантийных масс с физическими свойствами литосферы под кратонами (до 300 км) и некоторыми областями коллизии типа Южного Тибета, где субдуцированные слэбы литосферы распространялись на всю глубину верхней мантии. Выше был представлен сейсмотомографический профиль (см. рис. 57), показывающий, что латеральный верхнемантийный поток пересекает субдуцировавший слэб Неотетиса.

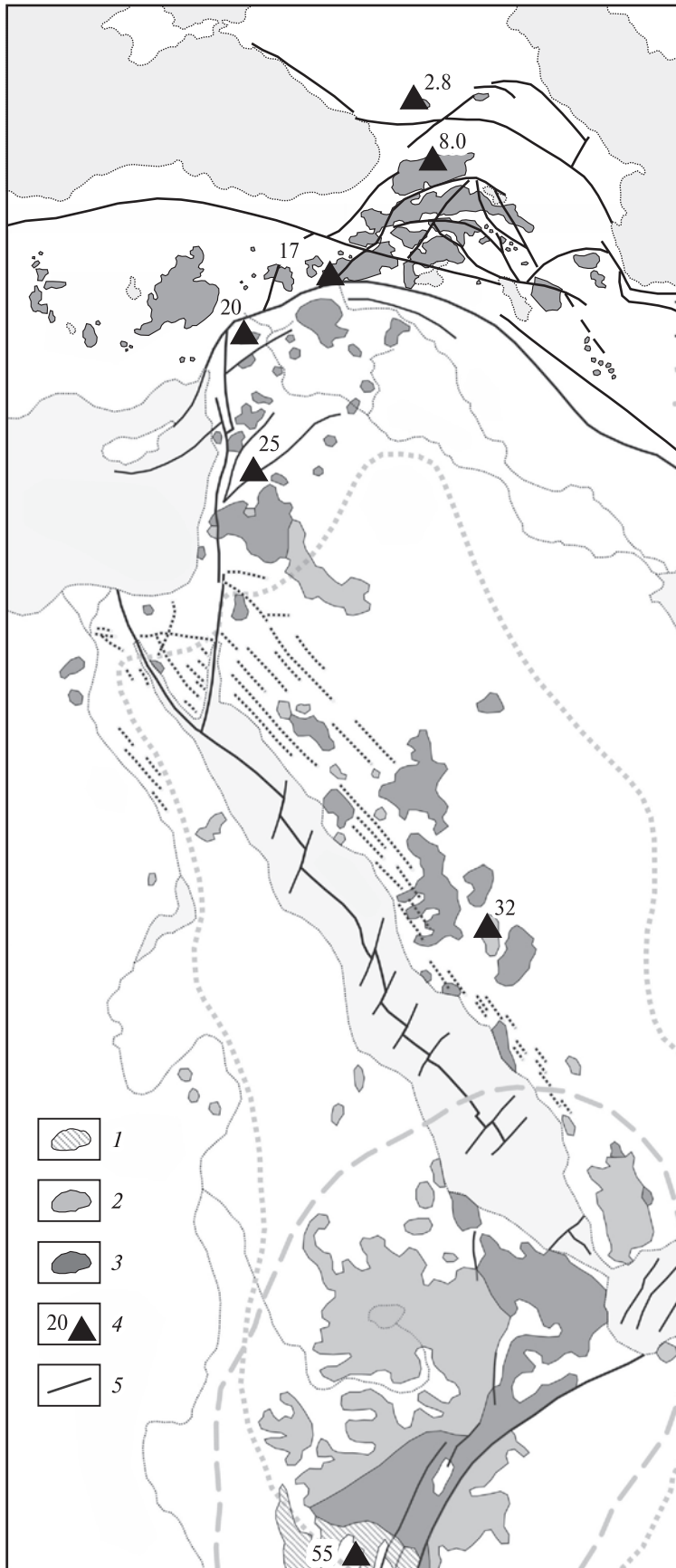
Профили рис. 59 и 60 демонстрируют по обе стороны Атлантики относительно высокоскоростные объёмы мантии, интерпретируемые как погружающиеся фрагменты утолщённой литосферы континентов (элементы нисходящей ветви общемантийной конвекции). Сопоставление профилей обнаруживает, что на глубине эти объёмы расположены ближе к Срединно-Атлантическому хребту, чем вблизи поверхности. На профилях рис. 56 и 57 видно, что высокоскоростные объёмы мантии, интерпретируемые как глубинные «отторженцы» Евразийской плиты, чем глубже, тем более смещены к югу. Если во всех указанных случаях интерпретация этих объёмов верна, она означает, что литосферные плиты длительно перемещались по латерали относительно прежнего положения, маркируе-

мого их отторженными и погруженными фрагментами, и наличие утолщений литосферы не препятствовало движению. Дальнейшие исследования в этом направлении могут привести к оценке скоростей нисходящей ветви конвекции и конкретизировать роль утолщений литосферы и трассы верхнемантийных течений.

Третья проблема — оценка параметров верхнемантийных течений. Как минимум, их скорость не уступает средней скорости перемещения литосферных плит. О скоростях мантийных течений можно косвенно судить по средним скоростям перемещений вдоль крупных активных разломов. Данные, приведённые в настоящей монографии и других сводках [Трифонов и др., 2002; Molnar, Dayem, 2010; Trifonov et al., 2015], показывают, что наибольшие скорости сдвиговых перемещений на границах плит и блоков литосферы определены для зон разломов Сан-Андреас (~4 см/год), Памиро-Каракорумского (~3 см/год), Северо-Анатолийского (2–2.5 см/год) и некоторых других разломов обрамлений Тихого океана и Центральной Азии (до 2 см/год).

Один из подходов к прямой оценке скоростей подлитосферных течений основан на данных о возрасте первых проявлений новейшего вулканизма, связанного с мантийными источниками магмы, в разных участках Аравийско-Кавказского региона. А.В. Ершов и А.М. Никишин [2004] отметили омоложение вулканизма от Эфиопии к Эльбрусскому вулканическому району на Большом Кавказе. Уточнённые данные о возрасте вулканизма [Казьмин, 1987; Camp, Roobol, 1992; Ebinger, Sleep, 1998; Arger et al., 2000; Tatar et al., 2004; Лебедев и др., 2004; Короновский, Дёмина, 2007; Trifonov et al., 2011], дополненные новыми К-Аг датами турецких базальтов, показали следующее (рис. 63).

Расстояние между крайними пунктами определений возраста составляет 4600 км (4250 км по широте), а возраст первых проявлений вулканизма изменяется от 55 млн лет на юге до 2.8 млн лет на севере, т.е. средняя скорость перемещения подлитосферного источника магматизма (верхнемантийного потока) составляет 7.7–8.4 см/год. Скорость возрастает до 10–12 см/год под южной и центральной частями Аравийской плиты и снижается до 4–6 см/год под Альпийско-Гималайским поясом. Эти различия можно интерпретировать как зависящие от свойств верхней мантии под разными структурами литосферы или как результат ускорения подлитосферного потока в олигоцене и его замедления в неогене.



Во всяком случае, скорость потока под орогеническим поясом многократно превосходит скорость укорочения его коры по данным GPS-измерений (< 1.5 см/год) и скорости позднекайнозойских сдвигов на обрамлении Аравийской плиты (до 1 см/год).

Вместе с тем, оценки вязкости подлитосферной верхней мантии, хотя и оказываются по меньшей мере на два порядка ниже вязкости литосферы, тем не менее, не допускают столь быстрого течения материала, если рассматривать подлитосферную верхнюю мантию как однородную среду. Чтобы преодолеть это противоречие, предлагается рассматривать астеносферу как брекчированную, или гранулированную среду, состоящую из обломков и зёрен разного размера, которые занимают подавляющую часть объёма среды. Пространство между ними заполняет вещество с резко пониженной вязкостью. Оно находится в расплавленном или близком к расплавленному состоянию и обогащено флюидами. Несмотря на небольшую долю в общем объёме среды, эта фракция снижает её вязкость и делает возможным быстрое относительное перемещение обломков и зёрен, т.е. быстрое течение подлитосферной верхней мантии. Разработка параметров такой среды представляется весьма актуальной для оценки эффективности мантийных течений.

←

Рис. 63. Радиоизотопные даты древнейших вулканических проявлений новейшего этапа развития Аравийско-Кавказского региона, маркирующие распространение подлитосферного верхне-мантийного потока

1–3 — вулканические образования: 1 — эоцена, 2 — олигоцена, раннего и среднего миоцена, 3 — позднего миоцена, плиоцена и четвертичного периода; 4 — даты древнейших вулканических проявлений: 55 млн лет [Казьмин, 1987], 32 млн лет [Camp, Roobol, 1992], 25 млн лет [Trifonov et al., 2011], 20 млн лет [Arger et al., 2000], 17 млн лет (новые данные), 8 млн лет [Лебедев и др., 2004], 2.8 млн лет [Короновский, Дёмина, 2007]; 5 — крупные новейшие разломы

Заключение

В первой части монографии рассмотрены черты и особенности неотектоники подвижных поясов, отражающих различные геодинамические обстановки тектогенеза: континентальные и океанические рифтовые системы, развивавшиеся в условиях растяжения; островные дуги и активные континентальные окраины, представляющие условия субдукции; горные пояса, возникшие в условиях континентальной коллизии.

Это позволило перейти ко второй части монографии — общей характеристике новейшего тектогенеза, по-разному проявленного в подвижных поясах разных геодинамических типов. Обнаружились черты, нарушающие первоначальную плейт-тектоническую модель, а именно, рассредоточенность (диффузность) границ плит, тектоническая расслоенность литосферы и переход большинства субдуцируемых слэбов в субгоризонтальные зоны повышенных скоростей сейсмических волн на уровне переходного слоя мантии. Это заставило усложнить первоначальную модель тектоники литосферных плит и отказаться от некоторых её постулатов.

Изучение особенностей новейшего горообразования выявило две стадии этого процесса.

В течение длительной первой стадии, охватившей области коллизии и некоторые другие подвижные пояса континентов, развивающиеся в условиях поперечного или косоориентированного горизонтального сжатия, субаэральные поднятия возникали в областях концентрации деформации поперечного укорочения как изостатическая реакция на утолщение земной коры. Возникавшие таким образом поднятия вполне вписываются в геодинамику плейт-тектонических взаимодействий.

В течение короткой второй стадии новейшего горообразования, которая в разных зонах началась в интервале времени от 7 до 2 млн лет назад, скорость вертикальных движений многократно возросла, а высота гор удвоилась и мес-

тами утроилась, причём области поднятий увеличились, распространившись на некоторые платформенные территории. Возрастание интенсивности вертикальных движений, приводивших к ускорению не только роста гор, но и развития межгорных впадин, мало зависело от усиления сжатия или растяжения, соответственно поднимавшихся или опускавшихся структур. В большей мере усиление поднятий определялось разуплотнением верхней мантии и пород вблизи границы кора-мантия. Оно было связано с замещением части литосферной мантии астеносферным веществом и вещественными преобразованиями литосферы под воздействием астеносферных флюидов.

Полученные результаты, сопоставленные с результатами анализа сейсмотомографических данных, послужили основанием для модели «тектоники мантийных течений». Согласно этой модели, восходящая ветвь общемантийной конвекции сконцентрирована в суперплюмах, от которых распространяются потоки верхнемантийного вещества. Из-за вязкого трения на границе литосферы и астеносферы и спровоцированной этими потоками верхнемантийной конвекции потоки перемещают литосферные плиты, обуславливая их раздвигание в зонах рифтинга и спрединга и сближение в зонах субдукции. Нисходящая ветвь конвекции рассредоточена. Её образуют не только зоны субдукции и их производные, так как большая часть субдуцируемых слэбов трансформируется в субгоризонтальные линзы на уровне переходного слоя мантии (~400–700 км), но и погружающиеся объёмы литосферного по своему происхождению высокоскоростного вещества под древними частями континентов и областями наиболее мощного проявления новейшей коллизии.

В орогенный неотектонический этап, когда широкомасштабная континентальная коллизия замедляет сближение плит, верхнемантийные

потоки продолжают прежнее движение, распространяются под смежные области и приводят к их деформации и возникновению субаэральнх поднятий в областях деформационного утолщения земной коры. В процессе движения потоки обогащаются флюидами за счёт дегидратации субдущированных слэбов и их выположенных продолжений на уровне переходного слоя мантии. Активизированные таким образом потоки воздействуют на литосферу, замещая её деструктурированную мантийную часть и вызывая минеральные преобразования, что в совокупности приводит к разуплотнению литосферы.

Итогом этих изменений становится усиление вертикальных движений и быстрый рост гор. Они характеризуют короткую вторую стадию новейшего горообразования, которая приходится на плиоцен-четвертичное время. Подобные стадии имели место и в течение орогенных этапов, завершавших герцинский и каледонский тектонические циклы. В первом случае такая стадия приходится на артинский век перми, а во втором — на эйфельский век девона. Занимая не более 7% геологического времени, эти стадии имеют важное геодинамическое значение, будучи эпохами частичной перестройки глобальной системы взаимодействия литосферных плит и, возможно, мантийной конвекции.

Предлагаемая модель «тектоники мантийных течений» целиком вмещает систему геологических явлений, обусловленных процессами тектоники литосферных плит, и, вместе с тем, объясняет периодическое усиление вертикальных движений, приводящих к интенсивному горообразованию, которое в рамках плейт-тектоники не находит удовлетворительного истолкования.

Модель «тектоники мантийных течений» представляет собой лишь первую степень приближения к познанию параметров и источников новейшего тектогенеза. Остаются неопределёнными ряд важных особенностей как строения и эволюции подвижных поясов в позднем кайнозое, так и характера мантийных течений.

Сформулированы три проблемы, представляющиеся наиболее важными для познания неотектоники подвижных поясов и требующие дальнейших исследований. Это, во-первых, характеристики и причины сегментации подвижных поясов; во-вторых, определение роли утолщений литосферы под кратонами и некоторыми областями субдукции в течении мантийного материала; в-третьих, оценка скоростей и других параметров подлитосферных верхнемантийных течений и нисходящих ветвей общемантийной конвекции. Намечены некоторые пути решения этих проблем.

Литература

- Абдрахматов К.Е.* Четвертичная тектоника Чуйской впадины. Фрунзе: Илим, 1988. 120 с.
- Абдрахматов К.Е., Уэлдон Р., Томпсон С., Бурбанк Д., Рубин Ч., Миллер М., Молнар П.* Происхождение, направление и скорость современного сжатия Центрального Тянь-Шаня (Киргизия) // Геология и геофизика. 2001. Т. 42, № 10. С. 1585–1609.
- Артельев М.Е.* Изостазия территории СССР. М.: Наука, 1975. 215 с.
- Артюшков Е.В.* Гравитационная конвекция в недрах Земли // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1968. № 9. С. 3–18.
- Артюшков Е.В.* Физическая тектоника. М.: Наука, 1993. 457 с.
- Артюшков Е.В.* Резкое размягчение континентальной литосферы как условие проявления быстрых и крупномасштабных тектонических движений // Геотектоника. 2003. № 2. С. 39–56.
- Артюшков Е.В.* Новейшие поднятия земной коры как следствие инфильтрации в литосферу мантийных флюидов // Геология и геофизика. 2012. Т. 53, № 6. С. 738–760.
- Асланян А.Т.* Региональная геология Армении. Ереван: Айпетрат, 1958. 430 с.
- Баженев М.Л., Буртман В.С.* Структурные дуги Альпийского пояса: Карпаты — Кавказ — Памир. М.: Наука, 1990. 167 с.
- Балеста С.Т.* Земная кора и магматические очаги областей современного вулканизма. М.: Наука, 1981. 134 с.
- Бачманов Д.М.* Возрастная зональность грубой молассы Внешнего Загроса и миграция новейшего орогенеза // Геотектоника. 2001. № 6. С. 90–94.
- Бачманов Д.М., Трифонов В.Г., Миколайчук А.В., Вишняков Ф.А., Зарщиков А.А.* Минкуш-Кёкёмеренская зона новейшей транспрессии в Центральном Тянь-Шане // Геотектоника. 2008. № 3. С. 30–50.
- Бачманов Д.М., Трифонов В.Г., Миколайчук А.В., Додонов А.Е., Зарщиков А.А., Вишняков Ф.А.* Неотектоническое развитие Центрального Тянь-Шаня по данным о строении новейших впадин // Геодинамика внутриконтинентальных орогенов и геоэкологические проблемы. Бишкек: Научная станция РАН, 2009. С. 12–19.
- Беккер Я.А.* Тектоника Афгано-Таджикской впадины // Геотектоника. 1996. № 1. С. 3–11.
- Богачкин Б.М.* История тектонического развития Горного Алтая в кайнозое. М.: Наука, 1981. 131 с.
- Болдырев С.А.* Сейсмологические неоднородности активных окраин океана и их возможный тектонический эффект // Строение сейсмофокальных зон. М.: Наука, 1987. С. 189–198.
- Большой Кавказ в альпийскую эпоху / Под ред. Ю.Г. Леонова. М.: ГЕОС, 2007. 368 с.
- Брайцева О.А., Мелекесцев И.В., Евтеева И.С., Лупкина Е.Г.* Стратиграфия четвертичных отложений и оледенения Камчатки. М.: Наука, 1968. 226 с.
- Бубнов С.Н., Гольцман Ю.В., Покровский Б.Г.* Изотопные системы Sr, Nd и O как индикаторы происхождения и эволюции первичных расплавов современных лав Эльбрусской вулканической области Большого Кавказа // XIV симпозиум по геохимии изотопов. М.: ГЕОХИ, 1995. С. 28–29.
- Буданова К.Т., Буданов В.И.* Метамагматические формации Юго-Западного Памира. Душанбе: Дониш, 1983. 276 с.
- Буртман В.С.* Кинематика Карпатской структурной петли // Геотектоника. 1984. № 3. С. 17–31.
- Буртман В.С.* Тянь-Шань и Высокая Азия: Геодинамика в кайнозое. М.: ГЕОС, 2012. 188 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. 603.)

- Буртман В.С., Самыгин С.Г.* Тектоническая эволюция Высокой Азии в палеозое и мезозое // Геотектоника. 2001. № 4. С. 34–54.
- 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.
- Винник Л.П., Алешин И.М., Кабан М.К., Киселев С.Г., Косарев Г.Л., Орешин С.И., Райгбер К.* Кора и мантия Тянь-Шаня по данным томографии приемных функций // Физика Земли. 2006. № 8. С. 14–26.
- Винник Л.П., Лукк А.А.* Латеральные неоднородности верхней мантии под Памиро-Гиндукушем // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1974. № 1. С. 9–22.
- Геология и полезные ископаемые Афганистана. Кн. 1: Геология / Под ред. В.И. Дронова. М.: Недра, 1980. 535 с.
- Геология и сейсмичность зоны БАМ: Неотектоника / Под ред. Н.А. Логачева. Новосибирск: Наука, 1984. 208 с.
- Геология СССР. Т. 31: Камчатка, Курильские и Командорские острова. Ч. 1: Геологическое описание / Гл. ред. А.В. Сидоренко. М.: Недра, 1964. 743 с.
- Гизе П.* Горизонтальная неоднородность земной коры в зонах коллизии // Исследование литосферы и астеносферы на длинных профилях ГСЗ. М.: Наука, 1980. С. 59–78.
- Гнибиденко Г.С., Быкова Т.Г., Веселов О.В., Воробьев В.М., Ким Чун Ун, Тараканов Р.З.* Тектоника Курило-Камчатского глубоководного желоба. М.: Наука, 1980. 180 с.
- Гончаров М.А., Короновский Н.В., Разницин Ю.Н., Свалова В.Б.* Мантийный диапиризм и формирование новообразованных впадин и окружающих центробежно-вергентных орогенов Средиземноморья и Карибского региона // Геотектоника. 2015. № 6. С. 80–93.
- Девяткин Е.В.* Кайнозойские отложения и неотектоника Юго-Восточного Алтая. М.: Наука, 1965. 242 с.
- Дмитриева Е.Л., Несмеянов С.А.* Млекопитающие и стратиграфия континентальных третичных отложений юго-востока Средней Азии. М.: Наука, 1982. 140 с.
- Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г., Кирдяшкин А.А.* Глубинная геодинамика. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «ГЕО», 2001. 408 с.
- Ермаков В.А., Милановский Е.Е., Таракановский А.А.* Значение рифтогенеза в формировании четвертичных вулканических зон Камчатки // Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология. 1974. № 3. С. 3–20.
- Ершов А.В., Никишин А.М.* Новейшая геодинамика Кавказско-Аравийско-Восточно-Африканского региона // Геотектоника. 2004. № 2. С. 55–72.
- Жао Д., Пирайно Ф., Лиу Л.* Структура и динамика мантии под Восточной Россией и прилегающими регионами // Геология и геофизика. 2010. Т. 51, № 9. С. 1188–1203.
- Земная кора и верхняя мантия Таджикистана. Душанбе: Дониш, 1981. 284 с.
- Зинкевич В.П.* Восточная Камчатка // Тектоническая расчлененность литосферы и региональные геологические исследования. М.: Наука, 1990. С. 239–250.
- Зорин Ю.А.* Новейшая структура и изостазия Байкальской рифтовой зоны и сопредельных территорий. М.: Наука, 1971. 171 с.
- Зубович А.В., Трапезников Ю.А., Брагин В.Д., Мосиенко О.И., Щелочков Г.Г., Рыбин А.К., Баталев В.Ю.* Поле деформации, глубинное строение земной коры и пространственное распределение сейсмичности Тянь-Шаня // Геология и геофизика. 2001. Т. 42, № 10. С. 1634–1640.
- Зыкин В.С.* Стратиграфия и эволюция природной среды и климата в позднем кайнозое юга Западной Сибири. Новосибирск: Академическое изд-во «Гео», 2012. 487 с.
- Зыкин В.С., Казанский А.Ю.* Стратиграфия и палеомагнетизм кайнозойских (дочетвертичных) отложений Чуйской впадины Горного Алтая // Геология и геофизика. 1995. Т. 36, № 10. С. 75–90.
- Иванов А.В.* Внутриконтинентальный базальтовый магматизм (на примере мезозоя и кайнозоя Сибири): Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2011. 31 с.
- Иванов Д.А., Бубнов С.Н., Волкова В.М., Гольцман Ю.В., Журавлев Д.З., Баирова Э.Д.* Изотопный состав стронция и неодима в четвертичных лавах Большого Кавказа в связи с проблемой их петрогенезиса // Геохимия. 1993. № 3. С. 343–353.
- Иванова Т.П.* Линеаментная структура и модель формирования центральной части Байкальского рифта // Современная геодинамика и глубинное строение территории СССР. М.: Наука, 1990. С. 53–61.

- Иванова Т.П., Трифонов В.Г.* Неотектоника и мантийные землетрясения Памиро-Гиндукушского региона // Геотектоника. 2005. № 1. С. 64–77.
- Измайлов Я.А.* Плейстоценовая история формирования побережья и современные тенденции морфогенеза. Ростов н/Д.: Изд-во Северокавказского научного центра высшей школы, 2007. 168 с.
- Имамвердиев Н.А.* Геохимия позднекайнозойских вулканических комплексов Малого Кавказа. Баку: Nafta-Press, 2000. 192 с.
- Исландия и срединно-океанический хребет: Геоморфология, тектоника / Под ред. В.В. Белоусова. М.: Наука, 1979. 216 с.
- История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока: Камчатка, Курильские и Командорские острова. М.: Наука, 1974. 438 с.
- Кабан М.К.* Гравитационная модель литосферы и геодинамика // Новейшая тектоника, геодинамика и сейсмичность Северной Евразии. М.: ОИФЗ РАН/ГЕОН, 2000. С. 267–290.
- Казаков О.В., Васильева Е.В.* Геологическое строение глубоких впадин Средиземного моря. М.: Недра, 1992. 188 с.
- Казьмин В.Г.* Геодинамика Африкано-Аравийской рифтовой системы // Геотектоника. 1976. № 6. С. 58–71.
- Казьмин В.Г.* Рифтовые структуры Восточной Африки: Раскол континента и зарождение океана. М.: Наука, 1987. 206 с.
- Казьмин В.Г., Зоненшайн Л.П., Савостин Л.А., Вержбицкая А.И.* Кинематика Африкано-Аравийской рифтовой системы // Геотектоника. 1987. № 5. С. 73–83.
- Казьмин В.Г., Лобковский Л.И., Тихонова Н.Ф.* Позднемеловой–палеогеновый глубоководный бассейн Северного Афганистана — Центрального Памира и проблема Гиндукушских землетрясений // Геотектоника. 2010. № 2. С. 43–55.
- Карта новейшей тектоники юга СССР, масштаб 1:1 000 000 / Под ред. Л.П. Полкановой. Л.: ВНИГНИ, 1971.
- Карякин Ю.В.* Геодинамика формирования вулканических комплексов Малого Кавказа. М.: Наука, 1989. 152 с.
- Книппер А.Л., Савельев А.А., Рукие М.* Офиолитовая ассоциация Северо-Западной Сирии // Геотектоника. 1988. № 1. С. 92–104.
- Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Богатииков О.А.* Геодинамическое положение новейшего вулканизма Северной Евразии // Геотектоника. 2009. № 5. С. 3–24.
- Кожурин А.И.* Некоторые общие черты новейших структур Тихоокеанского подвижного пояса // Неотектоника и современная геодинамика подвижных поясов. М.: Наука, 1988. С. 135–151.
- Кожурин А.И.* Четвертичная тектоника Центральной Камчатки и некоторые общие черты неотектоники Тихоокеанского тектонического пояса // Современная геодинамика и глубинная структура территории СССР. М.: Наука, 1990. С. 72–78.
- Кожурин А.И.* Активная геодинамика северо-западного сектора Тихоокеанского тектонического пояса (по данным изучения активных разломов): Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. М.: ГИН РАН, 2013. 46 с.
- Кожурин А.И., Востриков Г.А.* Курило-Камчатская островодужная система // Неотектоника и современная геодинамика подвижных поясов. М.: Наука, 1988. С. 67–135.
- Кожурин А.И., Пинегина Т.К., Пономарева В.В., Зеленин Е.А., Михайлюкова П.Г.* Скорость коллизионных деформаций полуострова Камчатский (Камчатка) // Геотектоника. 2014. № 2. С. 42–60.
- Кожурин А.И., Пономарева В.В., Пинегина Т.К.* Активная разломная тектоника юга Центральной Камчатки // Вестн. КРАУНЦ. Науки о Земле. 2008. Вып. 12, № 2. С. 10–27.
- Кожурин А.И., Трифонов В.Г.* Молодые сдвиги периферии Тихого океана // Геотектоника. 1982. № 2. С. 3–18.
- Копп М.Л., Щерба И.Г.* Кавказский бассейн в палеогене // Геотектоника. 1998. № 2. С. 29–50.
- Короновский Н.В., Дёмина Л.И.* Коллизионный этап развития Кавказского сектора Альпийского складчатого пояса: геодинамика и магматизм // Геотектоника. 1999. № 2. С. 17–35.
- Короновский Н.В., Дёмина Л.И.* Позднекайнозойский вулканизм Большого Кавказа // Большой Кавказ в альпийскую эпоху. М.: ГЕОС, 2007. С. 251–284.
- Краснопевецова Г.В.* Геолого-геофизические особенности строения слоев с пониженными скоростями в земной коре // Региональное развитие и промысловая геофизика. М.: ВИЭМС, 1978. 37 с.
- Краснопевецова Г.В.* Глубинное строение Кавказского сейсмоактивного региона. М.: Наука, 1984. 109 с.

- Краснопевцева Г.В., Шукин Ю.К.* Характеристика земной коры очаговых зон землетрясений Кавказа по сейсмическим данным // Изв. вузов. Геология и разведка. 1978. № 5. С. 126–133.
- Крестников В.Н., Белоусов Т.П., Ермилин В.И., Чигарев Н.В., Штанге Д.В.* Четвертичная тектоника Памира и Тянь-Шаня. М.: Наука, 1979. 116 с.
- Кузин И.П.* Фокальная зона и строение верхней мантии в районе Восточной Камчатки. М.: Наука, 1974. 132 с.
- Лебедев В.А., Бубнов С.Н., Дудаури О.З., Вашакидзе Г.Т.* Геохронология плиоценового вулканизма Джавахетского нагорья (Малый Кавказ). Ст. 2: Восточная часть Джавахетского нагорья. Региональная геологическая корреляция // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2008. Т. 16, № 5. С. 101–123.
- Лебедев В.А., Чернышёв И.В., Аракелянц М.М., Гольцман Ю.В., Дудаури О.З., Вашакидзе Г.Т.* Геохронология неоген-четвертичного дацитового вулканизма северо-западной части Малого Кавказа (Грузия) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2004. Т. 12, № 1. С. 96–115.
- Лебедев В.А., Чернышев И.В., Вашакидзе Г.Т., Гудина М.Б., Якушев А.И.* Геохронология миоценового вулканизма северной части Малого Кавказа (Эрушетское нагорье, Грузия) // Докл. РАН. 2012. Т. 444, № 1. С. 67–72.
- Лебедев В.А., Чернышев И.В., Дудаури О.З., Аракелянц М.М., Баирова Е.Д., Гольцман Ю.В., Чугаев А.В., Вашакидзе Г.Т.* Самсарский вулканический центр как очаг новейшего вулканизма на Малом Кавказе: К–Ar геохронологические и Sr–Nd изотопные данные // Докл. РАН. 2003. Т. 393, № 6. С. 802–808.
- Лебедев В.А., Чернышев И.В., Якушев А.И.* Время начала и продолжительность четвертичного магматизма Арагацкой неовулканической области (Малый Кавказ, Армения) // Докл. РАН. 2011. Т. 437, № 4. С. 808–812.
- Леви К.Г., Плюснина Л.В., Шерман С.И.* Карта неотектоники региона Байкало-Амурской магистрали, 1:3 000 000. Иркутск: ИЗК СО АН СССР, 1983.
- Леглер В.А.* Разломная тектоника четвертичных грабенов Восточного хребта Камчатки // Структурный анализ дислокаций. Хабаровск: Изд-во ДВНЦ АН СССР. 1974. С. 234–248.
- Леонов М.Г.* Дикий флиш Альпийской области. М.: Наука, 1975. 149 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 199.)
- Леонов Ю.Г.* Тектоническая природа девонского орогенеза. М.: Недра, 1976. 192 с.
- Леонов Ю.Г.* Глобальные орогенические события: орогенные периоды и эпохи тектогенеза // Проблемы глобальной корреляции геологических явлений. М.: Наука, 1980. С. 33–71. (Тр. ГИН РАН; Вып. 340.)
- Леонов Ю.Г., Антипов М.П., Волож Ю.А., Зверев В.П., Копп М.Л., Костикова И.А., Лаврушин Ю.А.* Геологические аспекты проблемы колебаний уровня Каспийского моря // Глобальные изменения природной среды. Новосибирск: Изд-во СО РАН: НИЦ ОИГГМ, 1998. С. 30–57.
- Летников Ф.А.* Зрелость литосферных блоков и проблемы эндогенного рудообразования // Глубинные условия эндогенного рудообразования. М.: Наука, 1986. С. 16–24.
- Летников Ф.А.* Сверхглубинные флюидные системы Земли и проблемы рудогенеза // Геология рудных месторождений. 2001. Т. 43, № 4. С. 291–307.
- Летников Ф.А.* Магмообразующие флюидные системы континентальной литосферы // Геология и геофизика. 2003. Т. 44, № 12. С. 1262–1269.
- Летников Ф.А.* Флюидный режим эндогенных процессов и проблемы рудогенеза // Геология и геофизика. 2006. Т. 47, № 12. С. 1296–1307.
- Литосфера Центральной и Восточной Европы. Геотраверсы IV, VI, VIII / Под ред. А.В. Чекунова.* Киев: Наук. думка, 1988. 172 с.
- Лобковский Л.И.* Геодинамика зон спрединга, субдукции и двухъярусная тектоника плит. М.: Наука, 1988. 250 с.
- Лобковский Л.И.* Тектоника деформируемых литосферных плит и модель региональной геодинамики применительно к Арктике и Северо-Восточной Азии // Геология и геофизика. 2016. Т. 57, № 3. С. 476–495.
- Логачев Н.А.* Кайнозойские континентальные отложения впадин Байкальского типа // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1958. № 4. С. 18–29.
- Логачев Н.А.* Осадочные и вулканогенные формации Байкальской рифтовой зоны // Байкальский рифт. М.: Наука, 1968. С. 71–101.
- Логачев Н.А.* Вулканизм и тектоника Кенийской рифтовой зоны // Геотектоника. 1974. № 3. С. 74–93.
- Лукина Н.В.* Алтае-Саянская область новейшего горошения континентальной литосферы. Байкальская внутриконтинентальная риф-

- товая система // Неотектоника и современная геодинамика подвижных поясов. М.: Наука, 1988. С. 276–326.
- Лукк А.А., Винник Л.П.* Тектоническая интерпретация глубинной структуры Памира // Геотектоника. 1975. № 5. С. 73–80.
- Лунина О.В., Гладков А.С., Неведрова Н.Н.* Рифтовые впадины Прибайкалья: Тектоническое строение и история развития. Новосибирск: Академическое изд-во «Гео», 2009. 316 с.
- Макаров В.И.* Новейшая тектоническая структура Центрального Тянь-Шаня. М.: Наука, 1977. 172 с.
- Макаров В.И., Алексеев Д.В., Баталев В.Ю., Баталева Е.А., Беляев И.В., Брагин В.Д., Дергунов Н.Т., Ефимова Н.Н., Кпарр Ж.Н., Леонов М.Г., Л.М. Мунирова, Павленкин А.Д., Рoesker S.W., Рослов Ю.В., Рыбин А.К., Щелочков Г.Г.* Подвиг Тарима под Тянь-Шань и глубинная структура зоны их сочленения: основные результаты сейсмических исследований по профилю MANAS (Кашгар — Сонкель) // Геотектоника. 2010. № 2. С. 23–42.
- Макаров В.И., Трифонов В.Г., Щукин Ю.К., Кучай В.П., Кулагин В.Н.* Тектоническая расслоенность литосферы новейших подвижных поясов. М.: Наука, 1982. 116 с.
- Маринин А.В., Расцветаев Л.М.* Структурные парагенезы Северо-Западного Кавказа // Проблемы тектонофизики. М.: ИФЗ РАН, 2008. С. 191–224.
- Меланхолина Е.Н., Савельева Г.Н., Кудрявцев Д.И., Разницин Ю.Н., Прокопцев Н.Г., Пушаровский Д.Ю., Гладких П.А., Лазько Е.Е.* Вещественный состав океанической коры и верхней мантии в зоне разлома Кларион // Докл. АН СССР. 1983. Т. 268, № 4. С. 943–946.
- Мелекесцев И.В.* Вулканизм и рельефообразование. М.: Наука, 1980. 212 с.
- Миколайчук А.В.* Структурная позиция надвигов в новейшем орогене Центрального Тянь-Шаня // Геология и геофизика. 2000. Т. 41, № 7. С. 961–970.
- Милановский Е.Е.* Новейшая тектоника Кавказа. М.: Недра, 1968. 483 с.
- Милановский Е.Е.* Рифтовые зоны континентов. М.: Недра, 1976. 280 с.
- Милановский Е.Е.* Рифтогенез в истории Земли: Рифтогенез в подвижных поясах. М.: Недра, 1987. 297 с.
- Милановский Е.Е., Короновский Н.В.* Орогенный вулканизм и тектоника Альпийского пояса Евразии. М.: Недра, 1973. 280 с.
- Милановский Е.Е., Расцветаев Л.М., Кухмазов С.У., Бирман А.С., Курдин Н.Н., Симако В.Г.* Новейшая геодинамика Эльбрусско-Минераловодской области Северного Кавказа // Геодинамика Кавказа. М.: Наука, 1989. С. 99–105.
- Милановский Е.Е., Хаин В.Е.* Геологическое строение Кавказа. М.: Изд-во МГУ, 1963. 358 с.
- Моссаковский А.А.* Орогенные структуры и вулканизм палеозоид Евразии и их место в процессе формирования континентальной земной коры. М.: Наука, 1975. 317 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 268.)
- Неотектоника, современная геодинамика и сейсмическая опасность Сирии / Под ред. В.Г. Трифонова. М.: ГЕОС, 2012. 216 с.
- Николаев А.В., Санина И.А.* Метод и результаты сейсмического просвечивания литосферы Тянь-Шаня и Памира // Докл. АН СССР. 1982. Т. 264, № 1. С. 69–72.
- Николаев В.Г.* Паннонский бассейн М.: Наука, 1986. 106 с.
- Николаев В.Г., Ванякин Л.А., Калинин В.В., Милановский В.Е.* Строение осадочного чехла озера Байкал // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1985. Т. 60, вып. 2. С. 48–58.
- Николаев Н.И.* Новейшая тектоника СССР. М.: Л.: Изд-во АН СССР, 1949. 296 с.
- Николаев Н.И.* Новейшая тектоника и геодинамика литосферы. М.: Недра, 1988. 492 с.
- Николаевский В.Н.* Земная кора, дилатансия и землетрясения // Райс Дж. Механика очага землетрясения: Послесловие к русскому переводу. М.: Мир, 1982. С. 133–215. (Новое в зарубежной науке: Механика.)
- Николаевский В.Н., Шаров В.И.* Разломы и реологическая расслоенность земной коры // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1985. № 1. С. 16–28.
- Никонов А.А.* Голоценовые и современные движения земной коры: Геолого-геоморфологические и сейсмотектонические вопросы. М.: Наука, 1977. 240 с.
- Никонов А.А., Ваков А.В., Веселов И.А.* Сейсмотектоника и землетрясения зоны сближения Памира и Тянь-Шаня. М.: Наука, 1983. 240 с.
- Никонов А.А., Веселов И.А., Ваков А.В.* Деформации древних ирригационных каналов как показатели сейсмотектонических движений по крупным зонам разломов северного фланга Памира // Прогноз больших сейсмических воздействий. М.: Наука, 1984. С. 137–147. (Вопр. инж. сейсмологии; Вып. 25.)

- Новая глобальная тектоника (тектоника плит): Сб. статей. М.: Мир, 1974. 472 с.
- Новейший и современный вулканизм России / Под ред. Н.П. Лавёрова. М.: Наука, 2005. 604 с.
- Обручев В.А. Основные черты кинематики и пластики неотектоники // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1948. № 5. С. 13–24.
- Островский А.Б., Измайлов Я.А., Щеглов А.П., Арсланов Х.А., Тертычный Н.И., Гей Н.А., Пиотровская Т.Ю., Муратов В.М., Щелинский В.Е., Балабанов И.П., Скиба С.И. 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.
- Отани Э., Чжао Д. Роль воды в глубинных процессах в верхней мантии и переходном слое: дегидратация стагнирующих субдукционных плит и её значение для «большого мантийного клина» // Геология и геофизика. 2009. Т. 50, № 12. С. 1375–1392.
- Памир–Гималаи: Глубинное строение земной коры / Отв. ред. В.В. Белоусов. М.: Наука, 1982. 176 с.
- Панов Д.И. Структурно-фациальное районирование Большого Кавказа на раннеальпийской стадии его развития (ранняя и средняя юра) // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1988. Т. 63, вып. 1. С. 13–24.
- Панов Д.И. Тектоническая структура юрского терригенного комплекса Большого Кавказа: механизм и время её формирования // Сб. науч. тр. Северо-Кавказского гос. техн. ун-та. Вып. 1. Ставрополь, 2002. С. 60–70. (Сер. «Тектоника и геодинамика».)
- Парфёнов Л.М., Прокопьев А.В., Спектор В.Б. Рельеф земной поверхности и история его формирования // Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия) / Под ред. Л.М. Парфёнова, М.И. Кузьмина. М.: МАИК «Наука/Интерпериодика», 2001. С. 12–32.
- Пашков Б.П., Буданов В.И. Тектоника зоны сочленения Юго-Восточного и Юго-Западного Памира // Геотектоника. 2003. № 1. С. 19–35.
- Певзнер М.М. Пространственно-временные закономерности активизации вулканизма Срединного хребта Камчатки в голоцене (по данным радиоуглеродного датирования): Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. М.: ГИН РАН, 2011. 48 с.
- 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.
- Пейве А.В. Разломы и тектонические движения // Геотектоника. 1967. № 5. С. 8–24.
- Пейве А.В. Геология сегодня и завтра // Природа. 1977. № 6. С. 3–7.
- Пейве А.В., Руженцев С.В., Трифонов В.Г. Тектоническая расслоенность и задачи изучения литосферы континентов // Геотектоника. 1983. № 1. С. 3–13.
- Поляк Б.Г., Каменский И.Л., Прасолов Э.М., Чешко А.Л., Барабанов Л.Н., Буачидзе Г.И. Изотопы гелия в газах Северного Кавказа: следы разгрузки тепломассопотока из мантии // Геохимия. 1998. № 4. С. 383–397.
- Пономарев В.С., Тейтельбаум Ю.М. Особенности строения тектоносферы, связанные с процессом релаксации изостазии, и сейсмичность // Результаты комплексных геофизических исследований в сейсмоопасных областях. М.: Наука, 1978. С. 181–198.
- Пономарев В.С., Трифонов В.Г. Факторы тектогенеза // Актуальные проблемы тектоники океанов и континентов. М.: Наука, 1987. С. 81–94.
- Пугин В.А., Хитаров Н.И. Экспериментальная петрология глубинного магматизма. М.: Наука, 1978. 175 с.
- Пузырев Н.Н., Мандельбаум М.М., Крылов С.В., Мишенькин Б.П., Крупская Г.В., Петрик Г.В. Глубинное строение Байкальского рифта по данным взрывной сейсмологии // Геология и геофизика. 1974. № 5. С. 165–167.
- Пузырев Н.Н., Мандельбаум М.М., Крылов С.В., Мишенькин Б.П., Петрик Г.В., Крупская Г.В., Колмаков А.Ф. Глубинное сейсмическое зондирование земной коры и верхней мантии в Байкальском регионе // Байкальский рифт. Новосибирск: Наука, 1975. С. 22–34.
- Пучков В.Н. Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: Даурия, 2000. 146 с.
- Пучков В.Н. Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа: Дизайн-ПолиграфСервис, 2010. 280 с.
- Пушаровский Ю.М., Ельников И.Н., Перфильев А.С. Новые данные о глубинном строении Срединно-Атлантического хребта на 20° ю.ш. // Геотектоника. 1985. № 5. С. 5–13.
- Пушаровский Ю.М., Пушаровский Д.Ю. Геология мантии Земли. М.: ГЕОС, 2010. 140 с.

- Ранцман Е.Я., Пшенин Г.Н.* Новейшие горизонтальные движения земной коры в зоне Таласо-Ферганского разлома по данным геоморфологического анализа // Тектонические движения и новейшие структуры земной коры. М.: Недра, 1967. С. 115–159.
- Расказов С.В.* Магматизм Байкальской рифтовой системы. Новосибирск: Наука, 1993. 288 с.
- Расцветаев Л.М.* Сдвиги и альпийская геодинамика Кавказского региона // Геодинамика Кавказа. М.: Наука, 1989. С. 106–111.
- Ребецкий Ю.Л.* Об особенностях напряжённого состояния коры внутриконтинентальных орогенов // Геодинамика и тектонофизика. 2015. Т. 6, № 4. С. 437–466.
- Рингвуд А.Е.* Состав и петрология мантии Земли. М.: Недра, 1981. 584 с.
- Рогожин Е.А.* Очерки региональной сейсмоструктуры. М.: ИФЗ РАН, 2012. 340 с.
- Родкин М.В., Никитин А.Н., Васин Р.Н.* Сейсмоструктурные эффекты твёрдофазных превращений в геоматериалах. М.: ГЕОС, 2009. 198 с.
- Романюк Т.В.* Позднекайнозойская геодинамическая эволюция центрального сегмента Андийской субдукционной зоны // Геотектоника. 2009. № 4. С. 63–83.
- Руженцев С.В.* Тектоническое развитие Восточного Памира и роль горизонтальных движений в формировании его альпийской структуры. М.: Наука, 1968. 202 с.
- Руженцев С.В.* Памир // Тектоническая расчленённость литосферы и региональные геологические исследования. М.: Наука, 1990. С. 214–225.
- Рябчиков И.Д.* Мантийные магмы — сенсор состава глубинных геосфер // Геология рудных месторождений. 2005. Т. 47, № 6. С. 501–515.
- Саядян Ю.В.* Новейшая геологическая история Армении. Ереван: Гитутюн, 2009. 357 с.
- Святловский А.Е.* Очерк истории четвертичного вулканизма и тектоники Камчатки. М.: Наука, 1967. 220 с.
- Сейсмические модели литосферы главных структур СССР. М.: Наука, 1980. 183 с.
- Сейсмическое районирование Восточной Сибири и его геолого-геофизические основы / Под ред. В.П. Солоненко. Новосибирск: Наука, 1977. 304 с.
- Симонов В.А., Миколайчук А.В., Ковязин С.В., Травин А.В., Буслов М.М., Собел Е.Р.* Мезокайнозойский плюмовый магматизм Центрального Тянь-Шаня: Возрастные и физико-химические характеристики // Геодинамика и геоэкология высокогорных регионов в XXI веке: Третий Международный симпозиум. Бишкек, 2005. С. 182–186.
- Славина Л.Б., Федотов С.А.* Скорости продольных волн в верхней мантии под Камчаткой // Сейсмичность и сейсмический прогноз, свойства верхней мантии и их связь с вулканизмом на Камчатке. Новосибирск: Наука, 1974. С. 188–200.
- Смирнов В.Н.* Северо-Восток Евразии // Новейшая тектоника, геодинамика и сейсмичность Северной Евразии / Под ред. А.Ф. Грачёва. М.: ОИФЗ РАН/ГЕОН, 2000. С. 120–133.
- Современная геодинамика областей внутриконтинентального коллизионного горообразования (Центральная Азия) / Под ред. Н.П. Лавёрова, В.И. Макарова. М.: Научный мир, 2005. 400 с.
- Соколов С.Ю., Трифонов В.Г.* Роль астеносферы в перемещении и деформации литосферы (Эфиопско-Афарский суперплюм и Альпийско-Гималайский пояс) // Геотектоника. 2012. № 3. С. 3–17.
- Солоненко В.П., Тресков А.А., Жилкин В.М., Зорин Ю.А., Коростин П.В., Курушин Р.А., Павлов О.В., Пшенников К.В., Фомина Е.В., Хилько С.Д., Хромовских В.С., Шмотов А.П.* Сейсмоструктура и сейсмичность рифтовой системы Прибайкалья. М.: Наука, 1968. 220 с.
- Солоненко В.П., Тресков А.А., Курушин Р.А., Мишарина Л.А., Павлов О.В., Пшенников К.В., Солоненко М.А., Фомина Е.В., Хилько С.Д.* Живая тектоника, вулканы и сейсмичность Станового нагорья. М.: Наука, 1966. 232 с.
- Сорохтин О.Г.* Глобальная эволюция Земли. М.: Наука, 1974. 184 с.
- Сорохтин О.Г.* Жизнь Земли. М.; Ижевск: НИЦ «Регулярная и хаотическая динамика», 2007. 452 с.
- Станике Д., Висарион М.* Структура коры и верхней мантии Румынии по магнитно-теллурическим данным // Литосфера Центральной и Восточной Европы: Геотраверсы I, II, IV. Киев: Наук. думка, 1987. С. 131–134.
- Сычёв С.Н.* Строение и эволюция зоны Главного Уральского разлома (южная часть Полярного Урала): Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М: ГИН РАН, 2015. 24 с.
- Тектоническая расчленённость литосферы и региональные геологические исследования /

- Под ред. Ю.М. Пушаровского, В.Г. Трифонова. М.: Наука, 1990. 294 с.
- Трифонов В.Г. Проблемы спрединга Исландии (механизм растяжения) // Геотектоника. 1976. № 2. С. 73–86.
- Трифонов В.Г. Поперечные зоны нарушений Исландии // Геотектоника. 1977. № 2. С. 24–36.
- Трифонов В.Г. Позднечетвертичный тектогенез. М.: Наука, 1983. 224 с.
- Трифонов В.Г. Неотектоника и современные тектонические концепции // Геотектоника. 1987. № 1. С. 25–38.
- Трифонов В.Г. Неотектоника Евразии. М.: Научный мир, 1999. 252 с.
- Трифонов В.Г. Коллизия и горообразование // Геотектоника. 2016. № 1. С. 1–23.
- Трифонов В.Г., Артюшков Е.В., Додонов А.Е., Бачманов Д.М., Миколайчук А.В., Вишняков Ф.А. Плиоцен-четвертичное горообразование в Центральном Тянь-Шане // Геология и геофизика. 2008. Т. 49, № 2. С. 128–145.
- Трифонов В.Г., Иванова Т.П., Бачманов Д.М. Новейшее горообразование в геодинамической эволюции центральной части Альпийско-Гималайского пояса // Геотектоника. 2012. № 5. С. 3–20.
- Трифонов В.Г., Караханян А.С. Динамика Земли и развитие общества. М.: ОГИ, 2008. 436 с.
- Трифонов В.Г., Караханян А.С., Кожурин А.И. Спитакское землетрясение как проявление современной тектонической активности // Геотектоника. 1990. № 6. С. 46–60.
- Трифонов В.Г., Кожурин А.И. Проблемы изучения активных разломов // Геотектоника. 2010. № 6. С. 79–98.
- 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.
- Трифонов В.Г., Соболева О.В., Трифонов Р.В., Востриков Г.А. Современная геодинамика Альпийско-Гималайского коллизионного пояса. М.: ГЕОС, 2002. 250 с.
- Трифонов В.Г., Соколов С.Ю. На пути к пост-плейт-тектонике // Вестн. РАН. 2015. Т. 85, № 7. С. 605–615.
- Трифонов В.Г., Шалаева Е.А., Саакян Л.Х., Бачманов Д.М., Любин В.П., Беляева Е.В., Лебедев В.А., Трехунков Я.И., Колесниченко А.А., Симакова А.Н., Авагян А.В., Латышев А.В., Ожерельев Д.В., Тесаков А.С., Фролов П.Д. Четвертичная тектоника новейших впадин Северо-Западной Армении // Геотектоника. 2017. № 5. (в печати)
- Трофимов А.К. Основные этапы развития рельефа гор Средней Азии. Ярусность рельефа гор Средней Азии и проблема коррелятных отложений // Закономерности геологического развития Тянь-Шаня в кайнозойе / Под ред. О.К. Чедия. Фрунзе: Илим, 1973. С. 98–127.
- Трубицин В.П. Тектоника плавающих континентов // Вестн. РАН. 2005. № 1. С. 10–21.
- Федотов С.А. Глубинное строение, свойства верхней мантии и вулканическая деятельность Курило-Камчатской островной дуги по сейсмологическим данным на 1964 г. // Вулканизм и глубинное строение Земли. М.: Наука, 1966. С. 8–25.
- Флоренский И.В., Трифонов В.Г. Новейшая тектоника и вулканизм Восточной вулканической зоны Камчатки // Геотектоника. 1985. № 4. С. 78–87.
- Флоренсов Н.А. Байкальская рифтовая зона и некоторые вопросы ее изучения // Байкальский рифт. М.: Наука, 1968. С. 40–56.
- Фролова Т.И., Бурикова И.А., Дриль С.И. К вопросу о продольной зональности Курильской островной дуги // Строение сейсмофокальных зон. М.: Наука, 1987. С. 81–96.
- Хаин В.Е. Тектоника континентов и океанов. М.: Научный мир, 2001. 606 с.
- Цветков А.А., Ярмолюк В.В., Коваленко В.И. Магматизм островных дуг и активных континентальных окраин и его связь с сейсмофокальными зонами // Строение сейсмофокальных зон. М.: Наука, 1987. С. 96–110.
- Чедия О.К. Морфоструктуры и новейший тектогенез Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1986. 247 с.
- Чернышёв И.В., Лебедев В.А., Аракелянц М.М., Джрбашян Р.Т., Гукасян Ю.Г. Четвертичная геохронология Арагацкого вулканического центра (Армения) по данным К–Аг датирования // Докл. РАН. 2002. Т. 384, № 1. С. 95–102.
- Шанцер А.Е. Некоторые особенности эволюции тектономагматических структур Камчатки в зависимости от ее блокового строения и движения блоков в позднем кайнозойе // Бюл. вулканол. станции АН СССР. 1979. № 57. С. 54–65.
- Шаров В.И. Разломы и происхождение сейсмических границ в континентальной коре // Сов. геология. 1984. № 1. С. 112–120.

- Швольман В.А.* Тектоническое развитие Памира в меловом и палеогеновом периодах. М.: Наука, 1977. 160 с.
- Шевченко В.И., Гусева Т.В., Лукк А.А., Мишин А.В., Прилепин М.Т., Рейлинджер Р.Э., Хамбургер М.У., Шемпелев А.Г., Юнга С.Л.* Современная геодинамика Кавказа (по результатам GPS-измерений и сейсмологическим данным) // Физика Земли. 1999. № 9. С. 3–18.
- Шерман С.И.* Физические закономерности развития разломов. Новосибирск: Наука, 1977. 107 с.
- Шерман С.И., Леви К.Г.* Трансформные разломы Байкальской рифтовой зоны и сейсмичность ее флангов // Тектоника и сейсмичность континентальных рифтовых зон. М.: Наука, 1978. С. 7–18.
- Шерман С.И., Медведев М.Е., Ружич В.В., Киселев А.И., Шмотов А.П.* Тектоника и вулканизм юго-западной части Байкальской рифтовой зоны. Новосибирск: Наука, 1973. 136 с.
- Шульц С.С.* Анализ новейшей тектоники и рельеф Тянь-Шаня. М.: Географгиз, 1948. 224 с.
- Щербакова Е.М.* Древнее оледенение Большого Кавказа. М.: Изд-во МГУ, 1973. 272 с.
- Эрлих Э.Н.* Современная структура и четвертичный вулканизм западной части Тихоокеанского кольца. Новосибирск: Наука, 1973. 244 с.
- Юнга С.Л., Яковлев Ф.Л.* Памиро-Тянь-Шаньский регион // Новейшая тектоника, геодинамика и сейсмичность Северной Евразии. М.: ОИФЗ РАН/ГЕОН, 2000. С. 431–434 с.
- Яковлев Ф.Л.* О построении рельефа поверхности раздела чехол — фундамент Большого Кавказа на основе определения величин сокращения складчатых структур // Области активного тектогенеза в современной и древней истории Земли: В 2 т. М.: ГЕОС, 2006. С. 411–415. (Материалы XXXIX тектонич. совещ.; Т. 2.)
- Яковлев Ф.Л.* Первый вариант трехмерной модели строения осадочного чехла Северо-Западного Кавказа по данным поля складчатых деформаций // Проблемы тектонофизики. М.: ИФЗ РАН, 2008. С. 335–345.
- Яковлев Ф.Л.* Опыт построения сбалансированной структуры восточной части альпийского Большого Кавказа по данным количественных исследований линейной складчатости // Вестн. КРАУНЦ. Сер. Науки о Земле. 2012. Вып. 19, № 1. С. 191–214.
- Ярмолюк В.В., Богатиков О.А., Коваленко В.И.* Позднекайнозойские трансконтинентальные структуры и магматизм Евро-Африканского сегмента Земли и геодинамика их формирования // Докл. РАН. 2004. Т. 395, № 1. С. 91–95.
- Adamia S.A., Zakariadze G., Chkhotua T., Sadradze N., Tsereteli N., Chabukiani A., Gventsadze S.* Geology of the Caucasus: A Review // Turkish J. Earth Sci. 2011. Vol. 20. P. 489–544.
- Aitchison J.C., Ali J.R., Davis A.V.* When and where did India and Asia collide? // J. Geophys. Res. 2007. Vol. 112, B05423. P. 1–19.
- Akinci A.C., Robertson A.H.F., Ünlügenç U.C.* Sedimentary and structural evidence for the Cenozoic subduction-collision history of the Southern Neotethys in NE Turkey (Çağlayancerit area) // Intern. J. Earth Sci. (Geol. Rundsch.). 2016. Vol. 105. P. 315–337.
- Alchalbi A., Daoud M., Gomez F., McClusky S., Reilinger R., Abu Romeyeh M., Alsouodi A., Yassminh R., Ballani B., Darawcheh R., Sbeinati R., Radwan Y., Al Masri R., Bayerly M., Al Ghazzi R., Barazangi M.* Crustal deformation in northwestern Arabia from GPS measurements in Syria: Slow slip rate along the northern Dead Sea Fault // International Workshop on Active Tectonic Studies and Earthquake Hazard Assessment in Syria and Neighboring Countries: Abstracts. Damascus, 2009. P. 23–24.
- Allen C.R., Gillespie A.R., Yuan H., Sieh K.E., Buchun Z., Chengnan Z.* Red River and associated faults, Yunnan Province, China: Quaternary geology, slip rates, and seismic hazard // Bull. Geol. Soc. Amer. 1984. Vol. 95, N 6. P. 686–700.
- Allen C.R., Zhuoli L., Hong Q., Xueze W., Huawei Zh., Weishi H.* Field study of a highly active fault zone: The Xianshuihe fault of southwestern China // Bull. Geol. Soc. Amer. 1991. Vol. 103, N 9. P. 1178–1199.
- Allerton S., Platt J.P., McClelland E., Lonengan L.* Block rotation in the eastern Betic Cordillera, Southern Spain // 20th IUGG Gen. Assembly IAGA. Prog. and Abst. Vienna: IUGG Publ., 1991. P. 86.
- Alps, Apennines, Hellenides: Geodynamic investigations along geotraverses by an International group of geoscientists / Eds H.Closs, D.Roeder, K.Schmidt.* Stuttgart: Schweizerbart Verl., 1978. 620 p.
- Amirkhanov H.A., Ozherelyev D.V., Sablin M.V., Agadzhanyan A.K.* Faunal remains from the

- Oldovan site of Muhkai II in the North Caucasus: Potential for dating and palaeolandscape reconstruction // *Quatern. Int.* 2016. Vol. 395. P. 233–241.
- Anderson D.L. Speculations on the nature and cause of mantle heterogeneity // *Tectonophysics.* 2006. Vol. 416. P. 7–22.
- Angelier J., Lyberis N., Le Pichon X., Barrier E., Huchon Ph. The tectonic development of the Hellenic Arc and the Sea of Crete: A synthesis // *Tectonophysics.* 1982. Vol. 86, N 1/3. P. 159–196.
- Angenheister G., Bögel H., Gebrande H., Giese P., Schmidt-Thomé P., Zeil W. Recent investigations of surficial and deeper crustal structures of the Eastern and Southern Alps // *Geologische Rundschau.* 1972. Bd. 64, N 2. S. 349–395.
- Arger J., Mitchell J., Westaway R. Neogene and Quaternary volcanism of southeastern Turkey // *Tectonics and Magmatism of Turkey and the Surrounding Area* / Eds E.Bozkurt, J.A. Winchester, J.D.A. Piper // *Geol. Soc. London Spec. Publ.* 2000. N 173. P. 459–487.
- 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.
- Artemjev M.E., Kaban M.K. Density inhomogeneities, isostasy and flexural rigidity of the lithosphere in the Transcaspian region // *Tectonophysics.* 1994. Vol. 240. P. 281–297.
- Artyushkov E.V., Baer M.A., Mörner N.-A. The East Carpathians: Indications of phase transitions, lithospheric failure and decoupled evolution of thrust belt and its foreland // *Tectonophysics.* 1996. Vol. 262. P. 101–132.
- Artyushkov E.V., Hofmann A.W. Neotectonic crustal uplift on the continents and its possible mechanisms. The case of Southern Africa // *Surv. Geophys.* 1998. Vol. 19, Iss. 5. P. 369–415.
- Avagyan A.V. Active faulting and related seismic hazard in the Vanadzor Depression area // *Proc. of the NAS of Republica Armenia. Earth Sci.* 2009. Vol. 62, N 2. P. 48–57.
- Bachmanov D.M., Trifonov V.G., Hessami Kh.T., Kozhurin A.I., Ivanova T.P., Rogozhin E.A., Hademi M.C., Jamali F.H. Active faults in the Zagros and central Iran // *Tectonophysics.* 2004. Vol. 380. P. 221–242.
- Becker T.W., Boschi L. A comparison of tomographic and geodynamic mantle models // *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2002. Vol. 3, Iss. 1. Paper number 2001GC000168, <http://www.geophysics.harvard.edu/geodyn/tomography/>
- Ben-Avraham Z., Ginzburg A., Markis J., Eppelbaum L. Crustal structure of the Levant Basin, eastern Mediterranean // *Tectonophysics.* 2002. Vol. 346. P. 23–43.
- Ben-Gai Y., Ben-Avraham Z., Buchbinder B., Kendall C.G.St.C. Post-Messinian evolution of the Southeastern Levant margin based on stratigraphic modelling // *Thessaloniki: Proc. of the 5th Intern. Sympos. on Eastern Mediterranean Geology,* 2004. P. 32–34.
- Berberian M. Contribution on the seismotectonics of Iran. Tehran: Geol. Survey Iran Publ., 1976. Pt. 1. 516 p.
- Berberian M., Qorashi M., Jackson J.A., Priestley K., Wallace T. The Rudbar-Tarom earthquake of 20 June 1990 in NW Persia: Preliminary field and seismological observations, and its tectonic significance // *Bul. Seismol. Soc. Amer.* 1992. Vol. 82, N 4. P. 1726–1755.
- Bigi G., Castellarin A., Catalano R., Coli M., Cosentino D., Dal Piaz G.V., Lentini F., Parotto M., Patacca E., Praturlon A., Salvini F., Sartori R., Scandone P., Vai G.B. Synthetic Structural-Kinematic Map of Italy. Scale 1:2.000.000. Roma: Consiglio Nazionale delle Ricerche, 1989.
- Braile L.W. Interpretation of crustal velocity gradients and Q structure using amplitude-corrected seismic refraction profiles // *The Earth's Crust. Amer. Geophys. Union Geophys. Monogr.* 1977. Vol. 20. P. 427–439.
- Bullen M.E., Burbank D.W., Garver J.I., Abdurkhatov K.Ye. Late Cenozoic tectonic evolution of the northwestern Tien Shan: New age estimates for the initiation of mountain building // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 2001. Vol. 113, N 12. P. 1544.
- Burtman V.S., Molnar P. Geological and geophysical evidence for deep subduction of continental crust beneath the Pamir // *Geol. Soc. Amer.* 1993. Special paper 281. Colorado: Boulder, 76 p.
- Burtman V.S., Skobelev S.F., Molnar P. Late Cenozoic slip on the Talas-Fergana fault, the Tien Shan, central Asia // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1996. Vol. 108. P. 1004–1021.
- Camp V.E., Roobol M.J. Upwelling asthenosphere beneath western Arabia and its regional implication // *J. Geophys. Res.* 1992. Vol. 97. P. 15 255–15 271.
- Çelik H. The effect of linear coarse-grained slope channel bodies on the orientations of fold developments: a case study from the Middle Eocene — Lower Oligocene Kirkgeçit Forma-

- tion, Elaziğ, Eastern Turkey // *Turkish J. Earth Sci.* 2012. Vol. 21. P. 1–21.
- Compton R.R., Todd V.R., Zartman R.E., Naeser C.W.* Oligocene and Miocene metamorphism, folding and low-angle faulting in north-western Utah // *Bul. Geol. Soc. Amer.* 1977. Vol. 88, N 10. P. 1237–1250.
- Creager K.C., Jordan T.H.* Slab penetration into the lower mantle // *J. Geophys. Res.* 1984. Vol. 89, N B5. P. 3031–3049.
- Cronin B.T., Celik H., Hurst A., Turkmen I.* Mud prone entrenched deep-water slope channel complexes from the Eocene of eastern Turkey // *Submarine slope systems: processes and products* // *Geol. Soc. London, Spec. Publ.* 2005. Vol. 244. P. 155–180.
- DeCelles P.G., Quade J., Kapp P., Fan M., Dettman D.L., Ding L.* High and dry in central Tibet during the Late Oligocene // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2007. Vol. 253. P. 389–401.
- De Grave J., Buslov M.M., Van der Haute H.* Distant effects of India–Eurasia convergence and Mesozoic intracontinental deformation in Central Asia: Constraints from apatite fission-track thermochronology // *J. Asian Earth Sci.* 2007. Vol. 29. P. 188–204.
- DeMets C., Gordon R.G., Argus D.F., Stein S.* Current plate motions // *Geophys. J. Intern.* 1990. Vol. 101. P. 425–478.
- De Yong K.* Alpine tectonics and rotation pole evolution of Iberia // *Tectonophysics.* 1990. Vol. 184, N 3/4. P. 279–296.
- Ding Guoyu.* Active faults in China // *The Organizing Committee of ISCSEP: A collection of papers of International Symposium on continental seismicity and earthquake prediction (ISCSEP).* Beijing: Seismol. Press, 1984. P. 225–242.
- Doblas M., Oyarzun R.* The late Oligocene-Miocene opening on the North Balearic Sea (Valencia basin, western Mediterranean): A working hypothesis involving mantle upwelling and extensional detachment tectonics // *Marine Geology.* 1990. Vol. 94, N 1/2. P. 155–163.
- Ebinger C.J.* Tectonic development of the western branch of the East African rift system // *Bul. Geol. Soc. Amer.* 1989. Vol. 101. P. 952–967.
- Ebinger C.J., Bechtel T.D., Forsyth D.W., Bowin C.O.* Effective elastic plate thickness beneath the East African and Afar plateaus and dynamic compensation of the uplifts // *J. Geophys. Res.* 1989. Vol. 94. P. 2893–2901.
- Ebinger C.J., Sleep N.S.* Cenozoic magmatism throughout east Africa resulting from impact of a single plume // *Nature.* 1998. Vol. 395, N 22. P. 788–791.
- Edel J.B., Lortscher A.* Paleomagnetisme tertiare de Sardaigne. Nouveaux resultats et synthese // *Bull. Soc. Geol. France.* 1977. T. 19, N 4. P. 815–824.
- Ferry M., Megraoui M., Abou Karaki N., Al-Taj M., Amoush H., Al-Dhaisat S., Barjous M.* A 48-kyr-long slip rate history of the Jordan Valley segment of the Dead Sea Fault // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2007. Vol. 260. P. 396–406.
- Forsyth D., Uyeda S.* On the relative importance of the driving forces of plate tectonics // *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.* 1975. Vol. 43. P. 163–200.
- Freund R., Zak I., Garfunkel Z.* Age and rate of the sinistral movement along the Dead Sea rift // *Nature.* 1968. Vol. 220, N 5164. P. 253–255.
- Fukao Y., Widiyantoro S., Obayashi M.* Stagnant slabs in the upper and lower mantle transition region // *Rev. Geophys.* 2001. Vol. 39. P. 291–323.
- Gaedike Ch., Baranov B., Seliverstov N., Alexseiev D., Tsukanov N.V., Freitag R.* Structure of an active arc-continent collision area: The Aleutian-Kamchatka junction // *Tectonophysics.* 2000. Vol. 325, Iss. 1. P. 63–85.
- Gaetani M.* The Karakorum Block in Central Asia, from Ordovician to Cretaceous // *Sedimentary Geology.* 1997. Vol. 109. P. 339–359.
- Gansser A.* The Indian Ocean and Himalayas: A geological interpretation // *Eclogae Geol. Helv.* 1966. Vol. 59, N 2. P. 831–848.
- Garfunkel Z., Ben-Avraham Z.* Basins along the Dead Sea Transform // *Peri-Tethys Memoir 6: Peri-Tethyan Rift/Wrench Basins and Passive Margins* / Eds P.A. Ziegler, W.Cavazza, A.H.F. Robertson, S.Crasquin-Soleau // *Mémoires du Muséum national d'Histoire naturelle de Paris.* 2001. Vol. 186. P. 607–627.
- Geist E.L., Scholl D.W.* Large-scale deformation related to the collision of the Aleutian Arc with Kamchatka // *Tectonics.* 1994. Vol. 13. P. 538–560.
- Golonka J.* Plate tectonic evolution of the southern margin of Eurasia in the Mesozoic and Cenozoic // *Tectonophysics.* 2004. Vol. 381. P. 235–273.
- Gomez F., Karam G., Khawlie M., McClusky S., Vernant Ph., Peilinger R., Jaafar R., Tabet Ch., Khair K.* Global Positioning System measurements of strain accumulation and slip transfer through the restraining bend along the Dead Sea fault system in Lebanon // *Geophys. J. Intern.* 2007. Vol. 168. P. 1021–1028.

- Gomez F., Khawlie M., Tabet C., Darkal A.N., Khair K., Barazangi M.* Late Cenozoic uplift along the northern Dead Sea transform in Lebanon and Syria // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2006. Vol. 241. P. 913–931.
- Gomez F., Meghraoui M., Darkal A.N., Sbeinati R., Darawcheh R., Tabet C., Khawlie M., Charabe M., Khair K., Barazangi M.* Coseismic displacements along the Serghaya Fault: an active branch of the Dead Sea Fault System in Syria and Lebanon // *J. Geol. Soc. London.* 2001. Vol. 158. P. 405–408.
- Gomez F., Nemer T., Tabet C., Khawlie M., Meghraoui M., Barazangi M.* Strain participating of active transpression within the Lebanese restraining bend of the Dead Sea Fault (Lebanon and SW Syria) // *Tectonics of Strike-Slip Restraining and Releasing Bends* / Eds W.D. Cunningham, P. Mann. London: Geol. Soc. 2007. Spec. Publ. 290. P. 285–303.
- Gorbatov A., Kostoglodov V., Suárez G.* Seismicity and structure of the Kamchatka subduction zone // *J. Geophys. Res.* 1997. Vol. 102 P. 17 883–17 898.
- Gordon R.G.* The plate tectonic approximation: Plate nonrigidity, diffuse plate boundaries, and global plate reconstructions // *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.* 1998. Vol. 26. P. 615–642.
- Grand S.P., van der Hilst R.D., Widiyantoro S.* Global seismic tomography: A snapshot of convection in the Earth // *GSA Today.* 1997. Vol. 7. P. 1–7.
- Guidebook for excursions: International Symposium on Problems of the Neogene-Quaternary Boundary. M.: Nauka, 1977. 184 p.
- Hamilton W.* Subduction in the Indonesian region // *Island arcs, deep-sea trenches and back-arc basins* // *Amer. Geophys. Union, Maurice Ewing Ser.* 1977. Vol. 1. P. 15–31.
- Hamilton W.B.* Mesozoic tectonics of the western United States // *Mesozoic Paleogeography of the Western United States* / Eds D.G. Howell, K.A. McDougall. Calif., Los Angeles: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Pacific Coast Paleogeography Symposium, 1978. Vol. 2. P. 33–70.
- Hamilton W.B.* An Alternative Earth // *GSA Today.* 2003. Vol. 13, N 11. P. 4–12.
- Hauser F., Raileanu V., Fielitz W., Dinu C., Landes M., Bala A., Prodehl C.* Seismic crustal structure between the Transylvanian Basin and the Black Sea, Romania // *Tectonophysics.* 2007. Vol. 430, N 1/4. P. 1–25.
- Huang J., Zhao D.* High-resolution mantle tomography of China and surrounding regions // *J. Geophys. Res.* 2006. Vol. 111. P. B09305. doi: 10.1029/2005JB004066
- Huzita K., Kishimoto J., Shiono K.* Neotectonics and seismicity in the Kinki Area, Southwest Japan // *J. Geosci. Osaka Univ.* 1973. Vol. 16, Art. 6. 93 p.
- Jacobsen S.D., Demouchy S., Frost J.D., Ballaran T.B., Kung J.* A systematic study of OH in hydrous wadsleyite from polarized FTIR spectroscopy and single-crystal X-ray diffraction: Oxygen sites for hydrogen storage in Earth's interior // *Amer. Mineral.* 2005. Vol. 90, N 1. P. 67–70.
- Jiménez-Munt I., Fernández M., Vergés J., Platt J.P.* Lithosphere structure underneath the Tibetan Plateau inferred from elevation, gravity and geoid anomalies // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2008. Vol. 267. P. 276–289.
- Karakhanian A., Avagyan A., Avanesyan M., Elashvili M., Gogoradze T., Javakhishvili Z., Korzhenkova A., Philip S., Vergino E.* Armenia-to-Georgia trans-boundary fault: An example of international cooperation in the Caucasus // *AGU Fall Meeting Abstracts, San Francisco, USA, 2012.* doi: <https://www.researchgate.net/publication/301694464>
- Karakhanian A., Djrbashian R., Trifonov V., Philip H., Arakelian S., Avagyan A.* Holocene-historical volcanism and active faults as natural risk factor for Armenia and adjacent countries // *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 2002. Vol. 113, N 1/2. P. 319–344.
- 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.
- Karakhanian A.S., Trifonov V.G., Philip H., Avagyan A., Hessami K., Jamali F., Bayraktutan M.S., Bagdassarian H., Arakelian S., Davtian V., Adilkhanian A.* Active faulting and natural hazards in Armenia, eastern Turkey and northeastern Iran // *Tectonophysics.* 2004. Vol. 380. P. 189–219.
- Kelbert A., Schultz A., Egbert G.* Global electromagnetic induction constraints on transition-zone water content variations // *Nature.* 2009. Vol. 469. P. 1003–1006.
- Kiratzi A.A.* A study on the active crustal deformation of the North and East Anatolian fault zones: Abst. of the 7th EUG meeting // *Terra Nova.* 1993. Vol. 5. Supplement to N 1. P. 260.
- Korjenkov A., Rust D., Tibaldi A., Abdieva S.* Parameters of the strong paleoearthquakes along the Talas-Fergana Fault, the Kyrgyz Tien-Shan //

- Earthquake Research and Analysis — Seismology, Seismotectonics and Earthquake Geology / Ed. S.D'amico. Rijeka (Croatia): InTech Publishers, 2012. P. 33–84.
- Kozacž O., Dolan J., Finkel R., Hartleb R.* Late Holocene slip rate for the North Anatolian fault, Turkey, from cosmogenic ³⁶Cl geochronology: Implications for the constancy of fault loading and strain release rates // *Geology*. 2007. Vol. 35. P. 867–870; doi: 10.1130/G23187A.I.
- Kozacž O., Dolan J., Finkel R.C.* A late Holocene slip rate for the central North Anatolian fault, at Tahtakoprü, Turkey, from cosmogenic ¹⁰Be geochronology: Implications for fault loading and strain release rates // *J. Geophys. Res.* 2009. Vol. 114. doi: 10.1029/2008JB005760.
- Kozhurin A.I.* Active faulting at the Eurasian, North American and Pacific plates junction // *Tectonophysics*. 2004. Vol. 380. P. 273–285.
- Kozhurin A.I.* A dangling slab and arc-normal extension: the case of Kamchatka, Russia // *American Geophysical Union, Fall Meeting, San Francisco*. 2009. Abstract T41C-2034.
- Kozhurin A., Zelenin E.* An extending island arc: the case of Kamchatka // *Tectonophysics*. 2017 (in press).
- Krylov K.A., Silantyev S.A., Krasheninnikov V.A.* The tectonic structure and evolution of South-Western and Central Cyprus // *Geological framework of the Levant*. Vol. 1: Cyprus and Syria. Pt. 1: South-Western Cyprus / Eds V.A. Krasheninnikov, J.K. Hall, F.Hirsch, Ch.Benjamini, A.Flexer. Jerusalem: Historical Production-Hall, 2005. P. 135–164.
- Lawrence J.F., Wysession M.E.* Seismic evidence for subduction transported water in the Lower Mantle // *Earth deep water cycle* / Eds S.V. Jacobsen, S. van der Lee // *Geophys. Monograph Series*. 2006. Vol. 168. P. 251–261.
- 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.
- Li Jijun.* Uplift of the Qinghai-Xizang (Tibet) Plateau and global change. Lanzhou: Univ. Press, 1995. 207 p.
- Li Zhiwei, Roeker S., Li Zhihai, Wei Bin, Wang Haitao, Schelochkov G., Bragin V.* Tomographic image of the crust and upper mantle beneath the western Tien Shan from the MANAS broadband deployment: Possible evidence for lithospheric delamination // *Tectonophysics*. 2009. Vol. 477, Iss. 1/2 (1 November 2009). P. 1–102.
- Liu Q., Avouac P., Tapponnier P., Zhang Q.* Field evidence for Holocene and active faulting in Western Qiangtang // *Intern. Union for Quaternary Res. 13th Intern. Congr. Abst. Beijing*, 1991. P. 210.
- Lustrino M., Sharkov E.* Neogene volcanic activity of western Syria and its relationship with Arabian plate kinematics // *J. Geodyn.* 2006. Vol. 42. P. 115–139.
- Madariaga R.* The El Asnam (Algeria) Earthquake of October 10, 1980 // *A collection of papers of Intern. Symp. on continental seismicity and earthquake prediction*. Beijing: Seismol. Press, 1984. P. 198–213.
- Madeira J., Ribeiro A.* Geodynamic models for the Azores triple junction: a contribution from tectonics // *Tectonophysics*. 1990. Vol. 184, N 3/4. P. 405–415.
- Mart Y., Ryan W.B.F., Vachtman D.* Fluvial erosion in the bathyal SE Mediterranean during the Messinian desiccation // *Thessaloniki: Proc. of the 5th Intern. Sympos. on Eastern Mediterranean Geology*. 2004. P. 1356–1358.
- Maruyama S., Santosh M., Zhao D.* Superplume, supercontinent, and post-perovskite: Mantle dynamics and anti-plate tectonics on the Core-Mantle Boundary // *Gondwana Res.* 2007. Vol. 11. P. 7–37.
- McClusky S.C., Balassanian S., Barka A.A., Ergintav S., Georgie I., Gurkan O., Hamburger M., Hurst K., Kahle H., Kastens K., Kekelidse G., King R., Kotzev V., Lenk O., Mahmoud S., Mishin A., Nadaria M., Ouzounis A., Paradisissis D., Peter Y., Prilepin M., Reilinger R.E., Sanli I., Seeger H., Teableb A., Toksöz N., Veis V.* 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.
- McKenzie D.* Active tectonics of the Mediterranean region // *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.* 1972. Vol. 30. P. 109–185.
- McKenzie D.* Active tectonics of the Alpine-Himalayan belt: the Aegean Sea and surrounding regions // *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.* 1978. Vol. 55. P. 217–254.
- Meghraoui M., Gomez F., Sbeinati R., Van der Woerd J., Mouty M., Darkal A.N., Radwan Y., Layyous I., Al Najjar H., Darawcheh R., Hijazi F., Al-Ghazzi R., Barazangi M.* Evidence for 830 years of seismic quiescence from palaeoseismology, archaeoseismology and historical seismicity along the Dead Sea fault in Syria // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2003. Vol. 210. P. 35–52.

- Mehnert K.R.* The Ivrea zone // Neues Jahrb. Mineral. Abhandl. 1975. Vol. 125, N 2. P. 156–199.
- Mohajer-Ashjai A., Benzadi H., Berberian M.* Reflections of the rigidity of the Lut Block and recent crustal deformation in eastern Iran // Tectonophysics. 1975. Vol. 25, N 3/4. P. 281–301.
- Molnar P., Dayem K.E.* Major intracontinental strike-slip faults and contrasts in lithospheric strength // Geosphere. 2010. Vol. 6, N 4. P. 444–467. doi: 10.1130/GES00519.1.
- Molnar P., Deng Qidong.* Faulting associated with large earthquakes and average rate of deformation in central and eastern Asia // J. Geophys. Res. 1984. Vol. 89, N B7. P. 6203–6227.
- Molnar P., Tapponnier P.* Cenozoic Tectonics of Asia: Effects of a continental collision // Science. 1975. Vol. 189, N 4201. P. 419–426.
- Montigny R., Edel J.-B., Thuizat R.* Oligo-Miocene rotation of Sardinia: K-Ar ages and paleomagnetic data of Tertiary volcanics // Earth Planet. Sci. Lett. 1981. Vol. 54. P. 261–271.
- Morgan W.J.* Convection plumes in the lower mantle // Nature. 1971. Vol. 230. P. 42–43.
- Mörner N.-A.* Uplift of the Tibetan Plateau: A short review // Intern. Union for Quaternary Res. 13th Intern. Congr. Special Proc. Review reports. Beijing, 1991. P. 78–80.
- Ollier C.D.* Mountain uplift and the Neotectonic period // Ann. Geophys. 2006. Supplement to Vol. 49, N 1. P. 437–450.
- O'Reilly S.Y., Griffin W.L.* Imaging global chemical and thermal heterogeneity in the subcontinental lithospheric mantle with garnet and xenoliths: Geophysical implications // Tectonophysics. 2006. Vol. 416. P. 289–309.
- Oveisi B., Lavé J., van der Beek P., Carcaillet J., Benedetti L., Aubourg Ch.* Thick- and thin-skinned deformation rates in the central Zagros simple folded zone (Iran) indicated by displacement of geomorphic surfaces // Geophys. J. Intern. 2008. doi: 10.1111/j.1365-246X.2008.04002.x
- Palmason G.* Crustal structure of Iceland from explosion seismology. Reykjavik: Soc. Sci. Islandica, 1971. Vol. 40. 187 p.
- Partridge T.C.* Late Neogene uplift in Eastern and Southern Africa // Tectonic uplift and climate change / Ed. W.F. Ruddiman. N.Y.: Plenum Press, 1997. P. 63–86.
- Partridge T.C.* Of diamonds, dinosaurs and diastrophism: 150 Myr of landscape evolution in Southern Africa // South African J. Geol. 1998. Vol. 101. P. 167–184.
- Pasquare F.A., Tormey D., Vezzoli L., Okrostsvavidze A., Tutberidze B.* Mitigating the consequences of extreme events on strategic facilities: Evaluation of volcanic and seismic risk affecting the Caspian oil and gas pipelines in the Republic of Georgia // J. Environ. Manag. 2011. Vol. 92. P. 1774–1782.
- Pozaryski W., Dembovski Z.* Geological map of Poland and adjacent countries, 1:1000000. Warszawa: Wydawnictwa Geologiczne, 1984.
- Pussi S., De Martini P.M., Pantosti D.* Preliminary slip rate estimates for the Düzce segment of the North Anatolian fault zone from offset geomorphic markers // Geomorphology. 2008. Vol. 97. P. 538–554. doi: 10.1016/j.geomorph.2007.09.002.
- Reilinger R., McClusky S., Vernant Ph., Lawrence Sh., Ergintav S., Cakmak R., Ozener H., Kadirov F., Guliev I., Stepanyan R., Nadariya M., Hahubia G., Mahmoud S., Sark K., ArRajehi A., Paradissis D., AlAydrus A., Prilepin M., Guseva T., Evren E., Dmitritsa A., Filikov S.V., Gomez F., Al-Ghazzi R., Karam G.* GPS constraints on continental deformation in the Africa–Arabia–Eurasia continental collision zone and implications for the dynamics of plate interactions // J. Geophys. Res. 2006. Vol. 111. P. B05411. doi:10.1029/2005JB004051.
- Robertson A.H.F.* Mesozoic–Tertiary tectonic evolution of the Eastmost Mediterranean area: integration of marine and land evidence // Eds A.H.F. Robertson, K.-C. Emels, C. Richter, A. Camerlanghi // Proceedings of the Ocean Drilling Program. Scientific results. 1998. Vol. 160. P. 723–782. (College Station, TX)
- Robertson A., Unlügenç Ü.C., Inan N., Taşlı K.* The Misis-Andirin Complex: a Mid-Tertiary mélange related to late-stage subduction of the Southern Neotethys in S. Turkey // J. Asian Earth Sci. 2004. Vol. 22, N 5. P. 413–453.
- Rod E.* Origin of Arc of the Western Alps // Bull. Aust. Soc. Explor. Geophys. 1979. Vol. 10, N 2. P. 169–173.
- Ross D.A., Uchupi E.* The structure and sedimentary history of the southeastern Mediterranean Sea // Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull. 1977. Vol. 61. P. 872–902.
- Ross M.I., Scotese Ch.R.* A hierarchical tectonic model of the Gulf of Mexico and Caribbean region // Tectonophysics. 1988. Vol. 155. P. 139–168.
- Rouden L., Horváth F., Rumpler J.* Evolution of the Pannonian basin system: 1. Tectonics // Tectonics. 1983. Vol. 2, N 1. P. 63–90.

- Rukieh M., Trifonov V.G., Dodonov A.E., Minini H., Ammar O., Ivanova T.P., Zaza T., Yusef A., Al-Shara M., Jobaili Y.* Neotectonic Map of Syria and some aspects of Late Cenozoic evolution of the north-western boundary zone of the Arabian plate // *J. Geodyn.* 2005. Vol. 40. P. 235–256.
- Saemundsson K.* Evolution of the axial rift zone in Northern Iceland and the Tjornes fracture zone // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1974. Vol. 85, N 4. P. 495–504.
- Sandulescu M.* Geotectonics of Romania. Bucharest: Editura Tehnica, 1984. 336 p.
- Şaroglu F.* Age and offset of the North Anatolian fault // *METU Journal of pure and applied science.* 1988. Vol. 21, N 1/3. P. 65–79.
- Scheepers P.J.J., Langereis C.G., Zijdeveld J.D.A.* Differential tectonic rotations along the Tyrrhenian arc // 20th IUGG Gen. Assembly, IAGA. Prog. and Abst. Vienna: IUGG Publ., 1991. P. 87.
- Searle M.P.* Geology and tectonics of the Karakorum Mountains. Chichester: Wiley and Sons, 1991. 358 p.
- Searle M.P.* Cooling history, exhumation and kinematics of the Himalaya–Karakorum–Tibet orogenic belt // *The tectonic evolution of Asia /* Eds A.Yin, T.M. Harrison. Cambridge: Cambridge Univ. Press, 1996. P. 110–137.
- Segev A.* Magmatic rocks // *Geological framework of the Levant. Vol. 2: The Levantine Basin and Israel. Pt. 4: Israel /* Eds V.A. Krasheninnikov, J.K. Hall, F.Hirsch, Ch.Benjamini, A.Flexer. Jerusalem: Historical Production-Hall, 2005. P. 553–576.
- Silantyev S.A., Portnyagin M.V., Basylev B.A., Bragin N.Yu., Kaleda K.G., Krylov K.A., Bragina L.G.* The Troodos ophiolite complex (structural para-autochthon). Igneous, metamorphic and sedimentary rocks of the Mamonia (structural allochthon) // *Geological framework of the Levant. Vol. 1: Cyprus and Syria. Pt. 1: South-Western Cyprus /* Eds V.A. Krasheninnikov, J.K. Hall, F.Hirsch, Ch. Benjamini, A.Flexer. Jerusalem: Historical Production-Hall, 2005. P. 7–100.
- Slejko D., Carrulli G., Nicolich R., Rebez A., Zanferrari A., Cavallin A., Doglioni C., Carraro F., Castaldini D., Iliceto V., Semenza E., Zanolla C.* Seismotectonics of the eastern Southern Alps: A Review // *Bollettino di Geofisica Teorica ed Applicata.* 1989. Vol. 31, N 122. P. 109–136.
- Smyth J.R.* A crystallographic model for hydrous wadsleyite: An ocean in the Earth's interior? // *Amer. Mineral.* 1994. Vol. 79. P. 1021–1025.
- Sobel E., Mikolaichuk A.V., Jie C., Burbank D.* Development of the Late Cenozoic Central Tien Shan in Kyrgyzstan and China recorded by apatite fission track thermochronology // *Tectonophysics (T71D-03) AGU Fall Meeting,* 15–19 Dec. 2000. F1156.
- Special catalogue of earthquakes of the Northern Eurasia (SECNE) / Eds N.V. Kondorskaya, V.I. Ulovov. Zurich, Switzerland: Global Seismic Hazard Assessment Program, 1995. <http://www.seismo.ethz.ch/gshap/neurasia/nordasiacat.txt>
- Srivastava S.P., Roest W.R., Kovacs L.C., Oakey G., Levesque S., Verhoef J., Macnab R.* Motion of Iberia since the Late Jurassic: Results from detailed aeromagnetic measurements in the Newfoundland basin // *Tectonophysics.* 1990. Vol. 180, N 3/4. P. 229–260.
- Stein M., Hofmann A.W.* Fossil plume head beneath the Arabian lithosphere // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1992. Vol. 114. P. 193–209.
- Tapponnier P., Mattauer M., Proust F., Cassaigneau C.* Mesozoic ophiolites, sutures, and large-scale tectonic movements in Afghanistan // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1981. Vol. 52. P. 355–371.
- Tatar O., Piper J.D.A., Gürsoy H., Heimann A., Koşbulut F.* Neotectonic deformation in the transition zone between the Dead Sea Transform and the East Anatolian Fault Zone, southern Turkey: A paleomagnetic study of the Karasu Rift volcanism // *Tectonophysics.* 2004. Vol. 385. P. 17–43.
- Tchalenko J.S., Berberian M.* Dasht-e-Bayaz fault, Iran, earthquake and earlier related structures in bed rock // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1975. Vol. 86, N 5. P. 703–709.
- Tchalenko J.S., Braud J.* Seismicity and structure of the Zagros (Iran): the Main recent fault between 33 and 35°N // *Phil. Trans. Roy Soc. London.* 1975. Vol. 278, N 1262. P. 1–28.
- Thybo H.* The heterogeneous upper mantle low velocity zone // *Tectonophysics.* 2006. Vol. 416. P. 53–79.
- Trifonov V.G.* Using active faults for estimating seismic hazard // *J. Earthquake Predict. Res.* 2000. Vol. 8, N 2. P. 170–182.
- Trifonov V.G., Bachmanov D.M., Simakova A.N., Trikhunkov Ya.I., Ali O., Tesakov A.S., Belyaeva E.V., Lyubin V.P., Veselovsky R.V., Al-Kafri A.-M.* Dating and correlation of the Quaternary fluvial terraces in Syria, applied to tectonic deformation in the region // *Quatern. Intern.* 2014. Vol. 328–329. P. 74–93.
- Trifonov V.G., Çelik H., Ozherelyev D.V., Simakova A.N., Bachmanov D.M., Trikhunkov Ya.I., Fro-*

- lov P.D., Tesakov A.S. The Pliocene-Quaternary evolution of the Euphrates valley in the northern surrounding of the Arabian Plate // INQUA-SEQS Section on European Quaternary Stratigraphy Workshop 03–11 September, 2016. Bridging Europe and Asia: Quaternary stratigraphy and Paleolithic human occupation in Armenia and Southern Georgia. Program & Abstracts. Yerevan, 2016. P. 16.
- Trifonov V.G., Dodonov A.E., Sharkov E.V., Golovin D.I., Chernyshev I.V., Lebedev V.A., Ivanova T.P., Bachmanov D.M., Rukieh M., Ammar O., Minini H., Al Kafri A.-M., Ali O. New data on the Late Cenozoic basaltic volcanism in Syria, applied to its origin // J. Volcanol. Geotherm. Res. 2011. Vol. 199. P. 177–192.
- Trifonov V.G., Ivanova T.P., Bachmanov D.M. Vrancea and Hindu Kush areas of mantle earthquakes: comparative tectonic analysis // Thessaloniki: Aristotle Univ. Sci. Annals of the School of Geology. 2010. Spec. vol. 99. P. 51–56.
- Trifonov V.G., Karakhanian A.S., Berberian M., Ivanova T.P., Kazmin V.G., Kopp M.L., Kozhurin A.I., Kuloshvili S.I., Lukina N.V., Mahmud S.M., Vostrikov G.A., Swedan A., Abdeen M. Active faults of the Arabian Plate Bounds, in Cancus and Middle East // J. Earthquake Predict. Res. 1996. Vol. 5, N 3. P. 363–374.
- 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: Proc. of Intern. Conf. Yerevan: IASPEI/IDNDR Publ., 1994. P. 56–78.
- Trifonov V.G., Korzhenkov A.M., Omar Kh.M. Recent geodynamics of major strike-slip zones // Geodesy and Geodynamics. 2015. Vol. 6, N 5. P. 361–383.
- Trifonov V.G., Lyubin V.P., Belyaeva E.V., Lebedev V.A., Trikhunkov Ya. I., Tesakov A.S., Simakova A.N., Veselovsky R.V., Latyshev A.V., Presnyakov S.L., Ivanova T.P., Ozhereliev D.V., Bachmanov D.M., Lyapunov S.M. Stratigraphic and tectonic settings of Early Paleolithic of North-West Armenia // Quatern. Intern. 2016. Vol. 420. P. 178–198.
- Trifonov V.G., Machette M.N. The World Map of Major Active Faults Project // Ann. Geofisic. 1993. Vol. 36, N 3/4. P. 225–236.
- Trifonov V.G., Makarov V.I., Skobelev S.F. The Tala-Fergana active right lateral fault // Ann. Tectonicae. 1992. Special Issue. Supplement to Vol. 6. P. 224–237.
- Upadhyay R., Sinha A.K., Chandra R., Rai H. Tectonic and magmatic evolution of the eastern Karakoram, India // Geodynamica Acta. 1999. Vol. 12. P. 341–358.
- Utsu T. Anomalies in seismic wave velocity and attenuation associated with a deep earthquake zone // J. Fac. Sci. Hokkaido Univ. Ser. 7. 1967. Vol. 3, N 3. P. 129–195.
- Valdija K.S. Neotectonic activities in the Himalayan belt // Intern. symp. on Neotectonics in South Asia. Dehradun, 1986. P. 241–261.
- Van der Hilst R.D., Widiyantoro S., Engdahl E.R., Evidence of deep mantle circulation from global tomography // Nature. 1997. Vol. 386. P. 578–584.
- Villalain J.J., Osete M.L., Vegas R., Garcia-Dueñas V., Heller F. New palaeomagnetic results in the Western Subbetics, Betic Cordilleras (Southern Spain) // 20th IUGG Gen. Assembly, IAGA: Prog. and Abst. Vienna: IUGG Publ., 1991. P. 86.
- Vinnik L.P., Lukk A.A., Nersesov I.L. Nature of the intermediate seismic zone in the mantle of the Pamir–Hindu Kush // Tectonophysics. 1977. Vol. 38. P. 9–14.
- Vinnik L.P., Reigber Ch., Aleshin I.M., Kosarev G.L., Kaban M.K., Oresin S.I., Roecker S.V. Receiver function tomography of the central Tien Shan // Earth Planet Sci. Lett. 2004. Vol. 225. P. 131–146.
- Wang Yu, Zhang X., Jiang Ch., Wei H., Wah J. Tectonic controls on the late Miocene–Holocene volcanic eruptions of the Tengchong volcanic field along the southeastern margin of the Tibetan plateau // J. Asian Earth Sci. 2007. Vol. 30. P. 375–389.
- Ward P.L. New interpretation of the geology of Iceland // Bull. Geol. Soc. Amer. 1971. Vol. 82, N 11. P. 2991–3012.
- Wellman N.W. Active wrench faults of Iran, Afghanistan and Pakistan // Geol. Rdsch. 1966. Vol. 55, N. 3. P. 716–735.
- Westaway R. Kinematic consistency between the dead Sea Fault Zone and the Neogene and Quaternary left-lateral faulting in SE Turkey // Tectonophysics. 2004. Vol. 391, N 1/4. P. 203–237.
- Westaway R., Demir T., Seyrek A., Beck A. Kinematics of active left-lateral faulting in southeast Turkey from offset Pleistocene river gorges; Improved constraint on the rate and history of relative motion between the Turkish and Arabian plates // J. Geol. Soc. London. 2006. Vol. 163. P. 149–164.

- Wilson J.T.* A possible origin of the Hawaiian Islands // *Canad. J. Phys.* 1963. Vol. 41. P. 863–870.
- Yakymchuk Ch., Harris L.B., Godin L.* Centrifuge modelling of deformation of a multi-layered sequence over a ductile substrate: 1. Style and 4D geometry of active cover folds during layer-parallel shortening // *Intern. J. Earth Sci (Geol. Rundsch.)* 2011. doi: 10.1007/s00531-01-0682-y
- Yin A., Nie S., Craig P., Harrison T.M., Ryerson F.J., Xianglin Q., Geng Y.* Late Cenozoic tectonic evolution of the southern Chinese Tien Shan // *Tectonics*. 1998. Vol. 17, N 1. P. 1–27.
- Zhang Qingsong, Zhou Yaofei, Lu Xiangshun, Xu Qiuliu.* On the present speed of Tibetan Plateau // *Intern. Union for Quaternary Res. 13th Intern. Congr. Abst. Beijing*, 1991. P. 423.
- Zijerveld L., Stephenson R., Cloetingh S.A.P.L., Duin E., Van den Hague, Berg M.W.* Subsidence analysis and modelling of the Roer Valley Graben (SE Netherlands) // *Tectonophysics*. 1992. Vol. 208. P. 159–171.
- Zorin Yu.A., Novoselova M.R., Turutanov E.Kh., Kozhevnikov V.M.* Structure of the lithosphere of the Mongolian-Siberian mountainous province // *J. Geodyn.* 1990. Vol. 11. P. 327–342.
- Zubovich A.V., Wang X., Scherba Yu.G., Schelochkov G.G., Reilinger R., Reigber Ch., Mosienko O.I., Molnar P., Michajljow W., Makarov V.I., Li J., Kuzikov S.I., Herring T.A., Hamburger M.W., Hager B.H., Dang Y., Bragin V.D., Beisenbaev R.T.* GPS velocity field for the Tien Shan and surrounding regions // *Tectonics*. 2010. Vol. 29. P. 1–23.

Научное издание

Трифонов Владимир Георгиевич

**НЕОТЕКТОНИКА
ПОДВИЖНЫХ ПОЯСОВ**

Труды ГИН РАН; Вып. 614

Утверждено к печати Редакционной коллегией
Геологического института РАН

ООО “Издательство ГЕОС”
129315, Москва, 1-й Амбулаторный пр-д, 7/3-114.
Тел./факс: (495) 959-35-16, (499) 152-19-14, 8-926-222-30-91.
E-mail: geos-books@yandex.ru,
www.geos-books.ru

ООО ИПК “Панорама”
Подписано к печати 07.09.2017
Формат 60x90 1/8. Бумага офсетная 1,80 г/м²
Печать офсетная. Уч.-изд. 23 л. Усл.-печ. 22,5 л.
Тираж 300 экз.

Отпечатано в полном соответствии с представленным электронным оригинал-макетом в ОАО “Альянс “Югполиграфиздат”, ООО ИПК “Панорама”
400001, г.Волгоград, ул. КИМ, 6