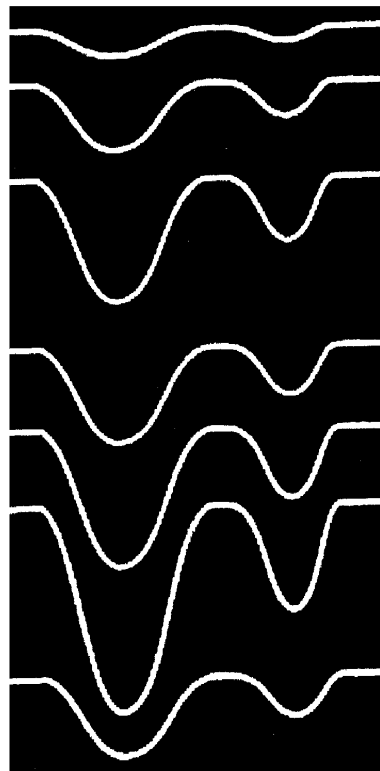


**В.В. Гордиенко, И.В. Гордиенко, О.В. Завгородняя,
С. Ковачикова, И.М. Логвинов, В.Н. Тарасов, О.В. Усенко**

**УКРАИНСКИЙ ЩИТ
(ГЕОФИЗИКА, ГЛУБИННЫЕ ПРОЦЕССЫ)**



Институт геофизики им. С.И. Субботина

**В.В.Гордиенко, И.В. Гордиенко, О.В. Завгородняя, И.М. Логвинов,
С. Ковачикова, В.Н. Тарасов, О.В. Усенко**

**Украинский щит
(геофизика, глубинные процессы)**

Киев

2005

УДК 551. 24

Рецензенты:

Н.И. Павленкова, Я.М. Хазан

**Печатается по решению Ученого Совета Института геофизики
НАН Украины им. С.И. Субботина**

В.В. Гордієнко, І.В. Гордієнко, О.В. Завгородня, С. Ковачікова, І.М. Логвінов, В.М. Тарасов, О.В. Усенко Український щит (геофізика, глибинні процеси). – К.: Корвін пресс, 2005. - 210с., іл.: 113, Бібліогр.: с.200-210. - Рос.

В монографії розглянуто результати вивчення та інтерпретації фізичних полів на території Українського щита та глибинні процеси докембрію та фанерозою, що обумовили формування сучасного стану регіону. Аналізуються сейсмічні, геотермічні (у тому числі - палеогеотермічні), геоелектричні, гравітаційні та магнітні дані, інформація про склад магматичних порід, рівень метаморфізму та денудації порід, сучасні рухи поверхні. Розглянуто схему еволюції тектоносфери щита.

Призначена для геологів та геофізиків, що працюють в галузі регіональних досліджень як в Україні, так і за її межами.

ISBN 966-8193-10-5

Содержание

Введение	5
Глава 1. Скоростные модели тектоносферы	8
1.1. Распределение скоростей сейсмических волн в мантии Украины	8
1.2. Скоростные модели коры УЩ	13
Глава 2. Геоэлектрические модели тектоносферы	20
2.1. Глубинные геоэлектрические зондирования	20
2.2. Кировоградская аномалия электропроводности	39
2.3. Днепровская аномалия электропроводности	51
2.4. Природа зон высокой электропроводности	55
Глава 3. Тепловые модели тектоносферы	59
3.1. Некоторые вопросы методики определения теплового потока	59
3.2. Глубинный тепловой поток УЩ	63
3.3. Тепловой поток и теплогенерация горных пород коры УЩ	66
3.4. Фоновые тепловые модели тектоносферы УЩ	70
3.5. Тепловые модели зон современной активизации УЩ	73
3.6. Геоэнергетические ресурсы УЩ	75
Глава 4. Гравимагнитные модели тектоносферы	80
4.1. Магнитные модели земной коры	80
4.2. Связь магнитного, гравитационного и теплового полей УЩ	82
4.3. Плотностные модели коры и мантийные аномалии	89
Глава 5. Глубинные процессы в тектоносфере	96
5.1. Глубинные процессы и эволюция тепловой модели тектоносферы	96
5.2. Об эрозионном срезе УЩ	113
Глава 6. Состав пород УЩ и процессы их образования	125
6.1. Условия образования и перемещения расплавов в верхней мантии	125
6.2. Методика определения глубины мантийной дифференциации расплавов	132
6.3. Особенности методики для докембрия	135
6.4. Глубинные процессы в восточной части УЩ в докембрии	142
Глава 7. Состав коры и верхней мантии и его эволюция во времени	167
7.1. Земная кора	167
7.2. Верхняя мантия	175
Глава 8. Современная активизация УЩ	188
8.1. Геологические проявления современной активизации	188
8.2. Методика выделения зон современной активизации	193
8.3. Локализация зон современной активизации	195
Заключение	199
Литература	200

Contents

Introduction	5
Chapter 1. Tectonosphere seismic velocity models	8
1.1. Seismic velocity distribution in the mantle of Ukraine	8
1.2. Crustal seismic velocity models of the Ukrainian shield	13
Chapter 2. Geoelectrical models of the tectonosphere	20
2.1. Deep geoelectrical soundings	20
2.2. Kirovograd anomaly of electric conductivity	39
2.3. Dnipro anomaly of electric conductivity	51
2.4. Nature of the high electric conductivity zones	55
Chapter 3. Thermal models of the tectonosphere	59
3.1. Some problems of the heat flow determination methods	59
3.2.. Deep heat flow of the Ukrainian shield	63
3.3 Heat flow and heat generation of crustal rocks of the Ukrainian shield	66
3.4. Background thermal models of the territory of the Ukrainian shield	70
3.5. Thermal models of recent activization zones of the Ukrainian shield	73
3.6. Geothermal resources of the Ukrainian shield	75
Chapter 4. Gravymagnetic models of the tectonosphere	80
4.1. Magnetic models of the Earth's crust	80
4.2. Relationship of the magnetic, gravity and thermal fields	82
4.3. Crustal density models and mantle anomalies	89
Chapter 5. Deep processes in the tectonosphere	96
5.1. Deep processes and evolution of the thermal model of the tectonosphere	96
5.2. On erosion level of the Ukrainian shield	113
Chapter 6. Ukrainian shield rock composition and processes of their formation	125
6.1. Conditions of formation and transportation of the melts in the upper mantle	125
6.2. Methods of determination of mantle melts differentiation	132
6.3. Peculiarities of the methods for pro-Cambrian	135
6.4. Deep processes in the East part of the Ukrainian shield in pro-Cambrian	142
Chapter 7. Crustal and upper mantle composition and its temporal evolution	167
7.1. The Earth's crust	167
7.2. Upper mantle	175
Chapter 8. Recent activization of the Ukrainian shield	188
8.1. Geological evidences of recent activization	188
8.2. Methods of recent activization zones recognition	193
8.3. Localization of recent activization zones	195
Conclusion	199
References	200

Введение

Комплексное геолого-геофизическое изучение территории Украинского щита (УЩ), происходившее в последние годы при активном участии авторов монографии [4,5,12,13,23,27,30-36,38,39,42,43-48,74,75,96-100,119,120,138-142,185,196,198 и др.], позволило установить многие неизвестные ранее факты, по-новому истолковать некоторые известные, используя разработанные ранее представления о глубинных процессах в тектоносфере и согласованную с ними методику анализа информации. Конечно, никакое современное исследование УЩ невозможно без использования колоссального объема данных, методик их анализа и построенных на их основе концепций, накопившихся за длительную историю изучения щита. Беспрецедентная изученность региона послужила базой для работы, ее элементы рассмотрены в соответствующих главах.

Поэтому во Введении не будем приводить общеизвестные сведения о щите, ограничимся краткой информацией, которую иначе пришлось бы повторять неоднократно в разных главах.

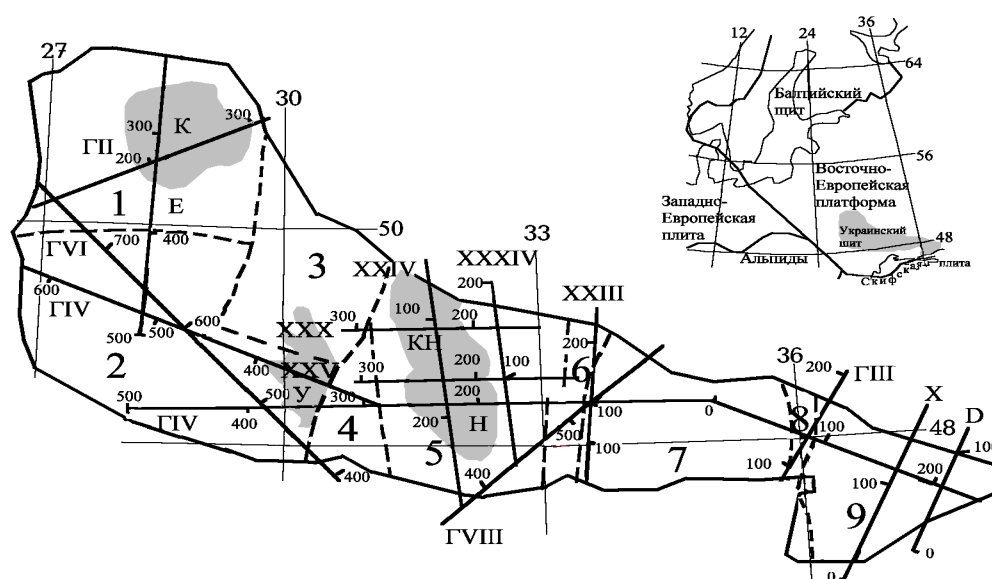


Рис. В.1. Обзорная схема структуры Украинского щита и расположения профилей ГСЗ [3,76,127,136,168].

Блоки: 1 – Волынский, 2 – Подольский, 3 – Росинско-Тикичский, 5 – Кировоградский, 7 – Среднеприднепровский, 9 – Приазовский. Шовные зоны: 4 – Голованевская, 6 – Криворожско-Кременчугская, 8 – Орехово-Павлоградская. Плутоны: К – Коростенский, КН – Корсунь-Новомиргородский, Н – Новоукраинский, У – Уманский. ГIV – геотраверс и его номер, Е и D – геотраверсы Евробридж и Добре, соответственно.

Границы УЩ в разных публикациях проведены по-разному. Мы не приводили их к одному виду, не считая эти расхождения принципиальными или имеющими значение для нашего исследования. Различия встречаются и в проведении границ блоков и шовных зон щита. Один из вариантов, в основном используемый в работе, иллюстрирует рис. В.1. На нем показано и расположение профилей ГСЗ, скоростные разрезы вдоль которых служили основой для построения многих моделей коры Украинского щита (плотностных, магнитных, теплогенерационных).

Изученность территории УЩ другими глубинными геофизическими методами приведена в соответствующих главах. Плотность сети наблюдений гравитационного и

ВВЕДЕНИЕ

магнитного полей на щите вполне достаточна для целей работы. Геотермическая и геоэлектрическая изученность недостаточна и неравномерна (см. гл. 2, 3). Она была заметно дополнена в последние годы, но все же на щите еще остались «белые пятна», которые предстоит устранить в будущем.

На рис. В.2 показано положение на щите основных разломов [3,72,77]. Конечно, по имеющимся данным их можно показать больше, рисунок представляет наиболее значительные, в основном - те, информация о которых используется в работе.

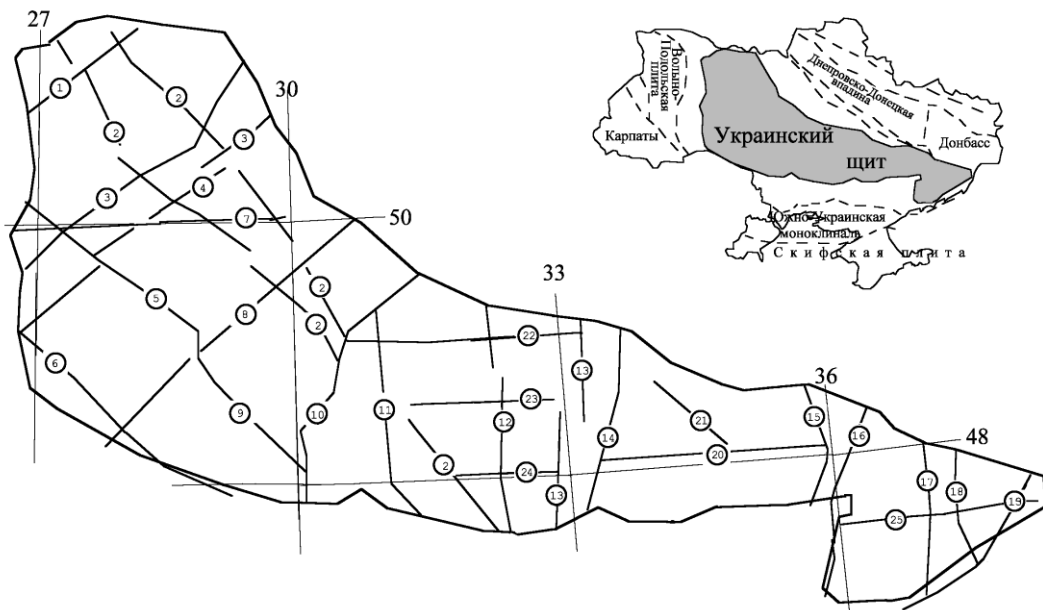


Рис. В.2. Схема основных разломов Украинского щита [3,72,77]

Разломы: 1 – Суцано-Пержанский, 2 – Центральный, 3 – Тетеревский, 4 – Трояновский, 5 – Хмельникский, 6 – Подольский, 7 – Андрушовский, 8 – Белоцерковский, 9 – Ободновский, 10 – Одесско-Тальновский, 11 – Первомайский, 12 – Кировоградский, 13 – Западно-Ингулецкий, 14 – Криворожско-Кременчугский, 15 – Орехово-Павлоградский, 16 – Западно-Приазовский, 17 – Центрально-Приазовский, 18 – Мало-Янисольский, 19 – Бердянско-Кальмиусский, 20 – Девладовский, 21 – Верховцевский, 22 – Лукошевско-Тимошевский, 23 – Субботовско-Мошоринский, 24 – Бобринецкий, 25 – Конкский.

Рисунок В.3 представляет собой схематическую геологическую карту Украинского щита, характеризующую распространение на его территории пород архейского и протерозойского возраста и их основных петрологических разновидностей. Она использовалась для привязки рассматриваемых петрологических комплексов (гл. 6). Кроме того, при построении трехмерных геофизических моделей земной коры эти данные использовались для оценки размеров объектов, выделяемых на скоростных разрезах, вкрест простирающихся профилей ГСЗ. Конечно, массивы горных пород в средней и, тем более, нижней частях коры не обязательно отвечают выходящим на поверхность, но все же во многих случаях такое соответствие можно допустить, что позволяет повысить достоверность расчетных эффектов. В основном это относится к построению плотностных моделей.

В начале монографии рассматриваются результаты изучения щита методами глубинной геофизики – сейсмологии, геоэлектрики, геотермии, магнито- и гравиметрии, строятся соответствующие модели, кратко охарактеризованы сведения об изотопии гелия (главы 1-4), затем следует анализ эволюции тепловой модели мантии щита, связанной с глубинными процессами в его тектоносфере, и рассмотрение эрозии поверхности региона,

ВВЕДЕНИЕ

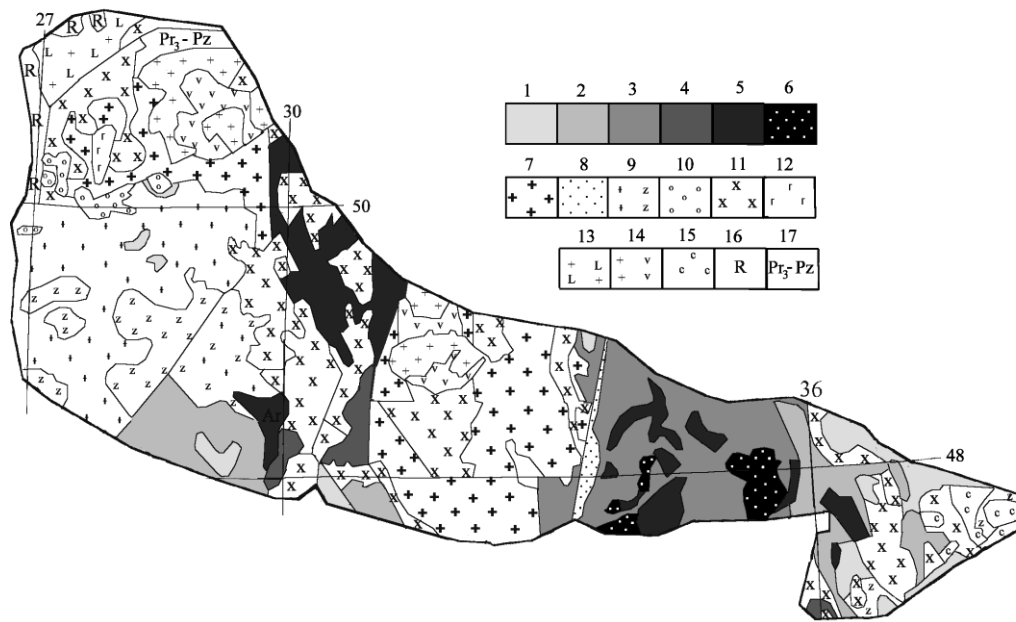


Рис. В.3. Схематическая геологическая карта довендских образований Украинского щита [3]

Породы: 1 – AR₁, эндербиты, чарнокит-эндербиты, кристаллические сланцы, 2 – AR₁, гнейсы, амфиболиты, кальцифилы, железистые кварциты, базиты, ультрабазиты, 3 – AR₁₋₂, плагиомигматиты, плагиогнейсы, амфиболиты, 4 – AR₃, граниты, 5 – AR₃, гнейсы, амфиболиты, коматииты, андезито-базальты, плагиограниты, железистые кварциты, 6 – AR₃, гнейсы, железистые кварциты, мраморы, базиты, ультрабазиты, 7 – PR₁, мигматиты, граниты, гнейсы, сланцы, мраморы, кальцифилы, 8 – PR₁, железистые кварциты, сланцы, метапесчаники, мраморы, 9 – PR₁, граниты, мигматиты (+), чарнокиты (z), 10 – PR₁, гранодиориты, диориты, монзониты, габбро, пироксениты, долериты, 11 – PR₁, граниты, мигматиты, 12 – PR₂, клесовиты, лептитовые гнейсы, метавулканиты, 13 – PR₂, граниты, гранодиориты, диориты, габбро, 14 – PR₂, гранит-порфиры, рапакиви (+), габбро, анортозиты (v), 15 – PR₂, щелочные и нефелиновые сиениты, граносиениты, габбро-верлиты, 16 – R₂-R₃, песчаники, алевролиты, аргиллиты, 17 – PR₃-PZ, сланцы, мраморизованные известняки, известняки, доломиты, кварциты, базальты, андезито-базальты.

обусловленной этими процессами в последние 1-2 млрд. лет (глава 5). Далее анализируется магматическая история, что дает возможность рассмотреть глубину и условия дифференциации расплава в мантии и тем самым контролировать характер глубинных процессов докембрия (глава 6). В главе 7 рассмотрен состав пород коры по геолого-геофизическим данным, некоторые вопросы его эволюции, обобщены сведения о составе пород верхней мантии щита и его изменении во времени. В последней главе представлены результаты комплексного анализа геолого-геофизических данных, указывающих на современную активизацию тектоносферы Украинского щита (глава 8).

Глава 1. Скоростные модели тектоносферы

Приводимые в этой главе сведения о скоростных моделях целиком основаны на литературных данных [21,63-67,92,93,127,136,148,149,159,160,188,199,210,215 и др.]. Они необходимы для анализа результатов геоэлектрических, геотермических, гравиметрических и магнитометрических исследований щита (гл. 2-4). Использование скоростных моделей коры и верхней мантии в этом качестве требует оценки их достоверности и природы вариаций скоростей сейсмических волн, которые, как правило, отсутствуют в публикациях. Поэтому обобщение данных дополняется их соответствующим анализом, который позволяет сделать некоторые выводы о глубинных процессах в тектоносфере щита (гл.8). Заметный вклад вносят скоростные разрезы и в определение состава коры УЩ (гл. 7). Сведения о скоростях продольных (V_p) и поперечных (V_s) сейсмических волн в коре и верхней мантии получены с помощью различных методов с разной детальностью, поэтому рассматриваются отдельно.

1.1. Скоростные модели мантии Украины

Известные из литературы скоростные модели мантии построены для огромных территорий, включающих весь Европейский континент, значительные части Азии и Атлантического океана [21,199,215 и др.]. При таком масштабе исследования в пределах Украинского щита нельзя выделить значимых аномалий скорости, по которым можно судить о соответствии моделей реальным условиям формирования величин V_p и V_s . Поэтому ниже рассматриваются скоростные модели для территории Украины, в пределах которой разнообразие глубинных условий обеспечивает возможность указанного контроля.

В настоящее время уже довольно точно установлена связь значений скорости сейсмических волн с составом пород, температурой (T) и давлением (P). Приведем в качестве примера результаты, полученные для представительной коллекции образцов различных мантийных образований, вынесенных в виде ксенолитов в Центральном массиве Франции [207]. Данные других авторов для других районов заметно не отличаются от них. На рис. 1.1 показана зависимость скорости и плотности (σ) от состава для двух фаций перидотита в условиях высоких, но досолидусных температур.

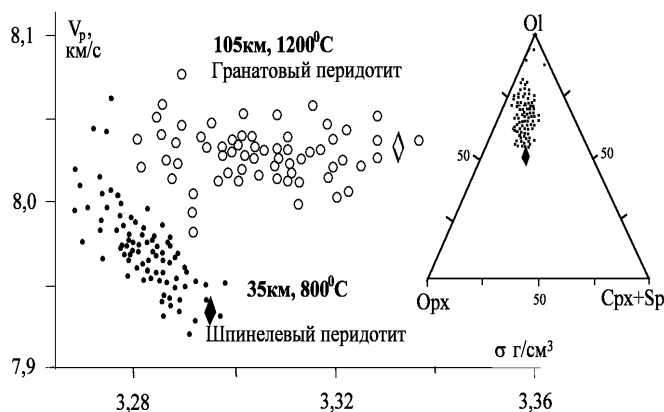


Рис. 1.1. Скорости и плотности мантийных пород разного состава. Ромбы – примитивная мантия.

Рассмотренные составы (от примитивной мантии до дунита) интересны для нашей задачи в фации гранатового перидотита, так как глубина раздела M в Украине, как правило, больше глубины подошвы слоя шпинелевого перидотита.

Изменения свойств мантийных пород представлены для осредненного состава в табл. 1.1 [207], данные которой дают возможность рассчитать плотность и скорость сейсмических волн обоих типов для различных глубин и температур, используя тепловые модели.

Таблица 1.1.

H,	T	σ	V_p	V_s	$-\partial\sigma/\partial T$	$-\partial V_p/\partial T$	$-\partial V_s/\partial T$
км	$^{\circ}\text{C}$	г/см^3	Км/с	Км/с	$\text{г/см}^3/100^{\circ}\text{C}$	км/с/100 $^{\circ}\text{C}$	км/с/100 $^{\circ}\text{C}$
40	781	3.302	8.041	4.598	0,018	0,066	0,041

ГЛАВА 1

45	827	3.303	8.042	4.599	0,017	0,063	0,040
50	873	3.301	8.029	4.578	0,016	0,060	0,039
55	917	3.300	8.024	4.569	0,016	0,059	0,039
60	961	3.300	8.020	4.560	0,015	0,059	0,039
65	1002	3.300	8.017	4.552	0,015	0,059	0,039
70	1044	3.299	8.013	4.543	0,015	0,058	0,039
75	1085	3.299	8.010	4.536	0,015	0,058	0,039
80	1126	3.299	8.007	4.528	0,015	0,058	0,038
85	1163	3.300	8.006	4.521	0,015	0,057	0,038
90	1200	3.300	8.006	4.514	0,014	0,057	0,038
95	1236	3.301	8.005	4.508	0,014	0,055	0,038
100	1273	3.301	8.004	4.502	0,013	0,054	0,038
120	1331	3.315	8.049	4.508	0,013	0,054	0,038
140	1340	3.334	8.117	4.533	0,012	0,054	0,038
160	1348	3.353	8.184	4.557	0,012	0,052	0,037
180	1357	3.370	8.249	4.581	0,011	0,051	0,037

Это иллюстрируют данные, приведенные на рис. 1.2. Здесь “наблюдаемые” значения сняты со скоростных разрезов Украины и других регионов, расчетные получены по тепловым моделям [48].

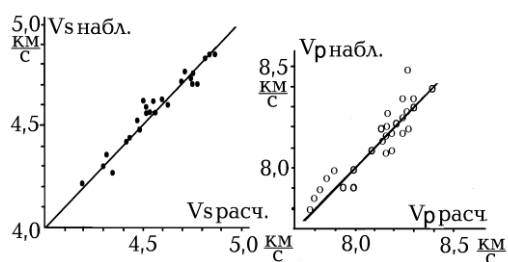


Рис. 1.2. Сравнение расчетных и наблюдаемых значений V_p и V_s [48].

Рассмотрим вначале V_s -модель мантии Украины, отдав предпочтение ее варианту в [199], так как при его получении использовано больше информации, а интересующий нас район находится дальше от края модели, чем в [215]. Распределения V_s на глубинах от 80 до примерно 450 км (в [199] последняя глубина обозначена как 400+км, т.е. глубже кровли зоны полиморфных преобразований) представлены на рис. 1.3-1.5.

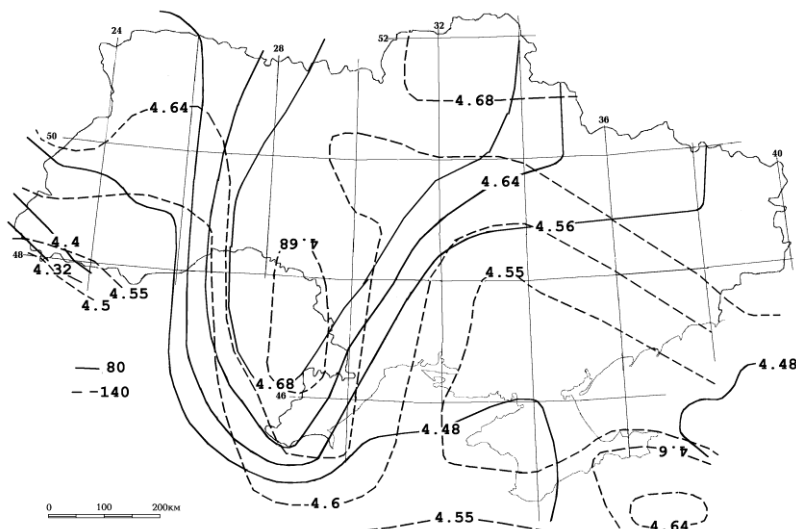


Рис. 1.3. Распределения V_s в мантии Украины на глубинах 80 и 140 км [199].

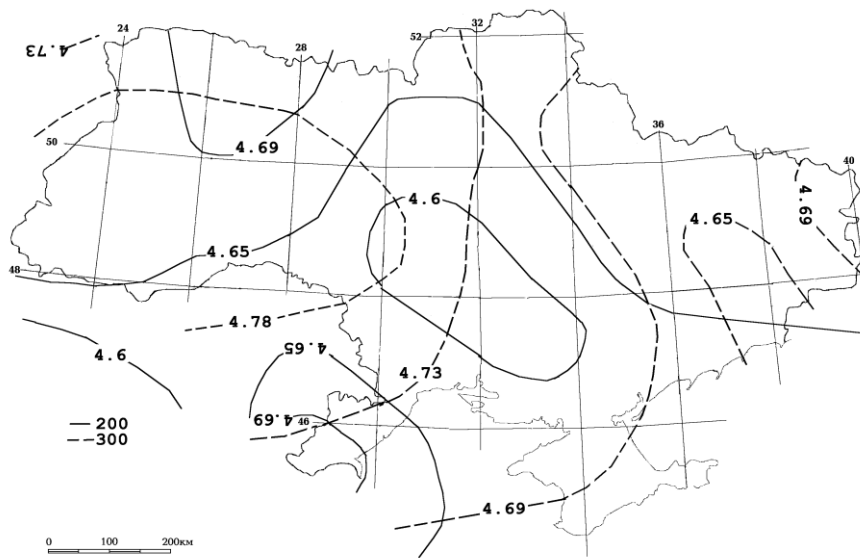


Рис. 1.4. Распределения Vs в мантии Украины на глубинах 200 и 300 км [199].

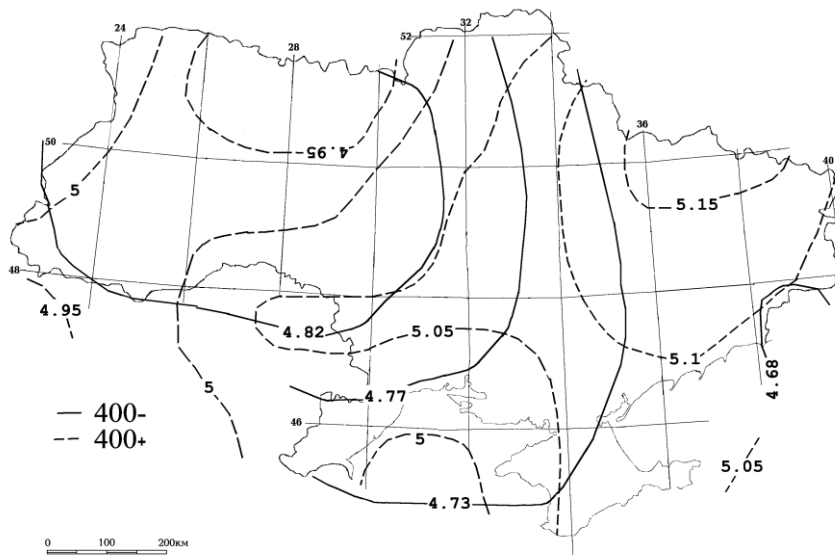


Рис. 1.5. Распределения Vs в мантии Украины на глубинах 400 и около 450 км [199].

Изменчивость значений Vs на глубинах 80-400 км должна определяться вариациями температуры в мантии, причем согласно представлениям адвекционно-полиморфной гипотезы ее минимум достигается на глубине около 220 км [48]. В зонах частичного плавления необходимо учитывать и наличие небольшого количества жидкости. Каждому 1% расплава отвечает понижение Vs, эквивалентное нагреву на 100°C . На глубине около 450 км вариации скорости связаны в основном с нахождением пород по ту или иную сторону от кровли зоны полиморфного преобразования.

Наблюдаемая (рис. 1.3-1.5) изменчивость скорости в пределах Украины полностью согласуется с расчетной, т.е. может быть приписана названным причинам изменений (рис. 1.6). На глубине около 220 км фиксируется отчетливый минимум изменчивости, на меньших и больших глубинах она возрастает до 2-4 раз.

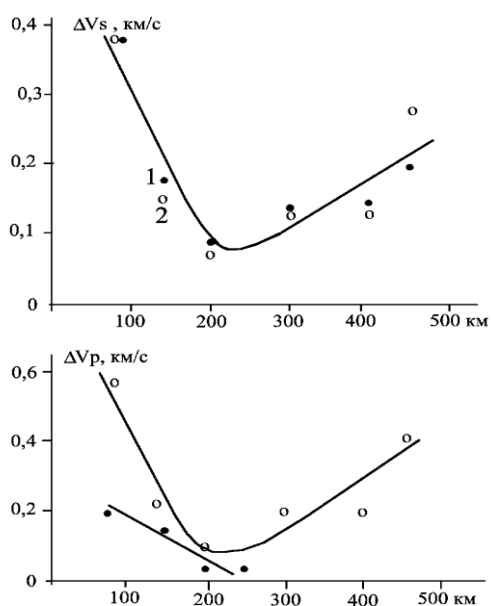


Рис. 1.6. Изменчивость V_p и V_s в верхней мантии Украины. Линии – осредненные зависимости V_p и V_s от глубины.

1,2 – величины V_p и V_s (1 – «наблюденные» по [21,199], 2 – расчетные).

Сведения о V_p в верхней мантии Украины представлены двумя группами данных. Первая включает значения, полученные в сравнительно небольших интервалах глубин под разделом М вдоль некоторых профилей или в отдельных пунктах [63-67,92,93, 127,136,148,149,159,188,210]. Вторая – модель до глубины 250 км из работы [21]. Данные из первой группы неплохо согласуются с расчетными величинами (рис. 1.2), но не обеспечивают полного охвата по территории и глубине. Данные второй группы не совпадают с данными первой и расчетными,

представленные в ней значения V_p регулярно ниже [21] (например, рис. 1.7). Фиксируемая ими изменчивость V_p резко отличается от расчетной (рис. 1.6).

Согласно табл. 1.1 и другим сведениям отношение V_p/V_s сохраняется довольно стабильным в широком диапазоне условий (1,76÷1,80). Данные второй группы в сопоставлении с данными [199] приводят к вариациям отношения 1,7-1,9 для верхней мантии Украины.

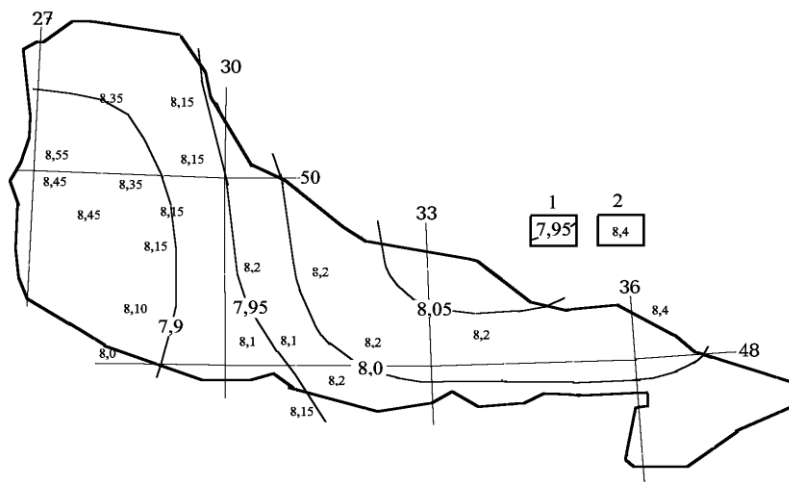


Рис. 1.7. Распределение V_p на глубине 50 км под УЩ
1 – по [21], 2 – по [63-67,92,93,127,136,148,149,159,188,210].

Описанное соотношение между данными [21] и сведениями о распределении скоростей продольных [62,104,136 и др.] и поперечных [199,215] сейсмических волн на глубинах до 250 км наблюдается и на Балтийском щите. Различия касаются как абсолютных величин, так и степени их изменчивости.

Поэтому для характеристики распределения скоростей сейсмических волн в верхней мантии щита применялась V_s -модель. Абсолютные значения скоростей поперечных

СКОРОСТНЫЕ МОДЕЛИ ТЕКТОНОСФЕРЫ

сейсмических волн, включенные в модель, в значительной мере определяются принятым авторами средним распределением, по отношению к которому вычислялись аномалии обоих знаков. В верхней части разреза эта модель может быть подвергнута серьезной критике. В частности, об этом говорит сравнение V_s со значениями, вычисленными для платформенных температур мантии с использованием среднего состава пород мантии (65% ОI, 15% Орх, 20% Срх с железистостью около 10%) – рис. 1.8,5.

Поэтому ниже будем использовать данные об относительных изменениях V_s .

Детальность модели позволяет делать лишь осторожные заключения о вариациях значений V_s и их природе (рис. 1.3-1.5). Можно предположить, что верхняя мантия УЩ представлена двумя блоками, и меридиональная граница между которыми (непостоянная на разных глубинах) приурочена примерно к центру щита. Сравнение распределения скоростей в северо-западной и юго-восточной частях региона представлено на рис. 1.8.

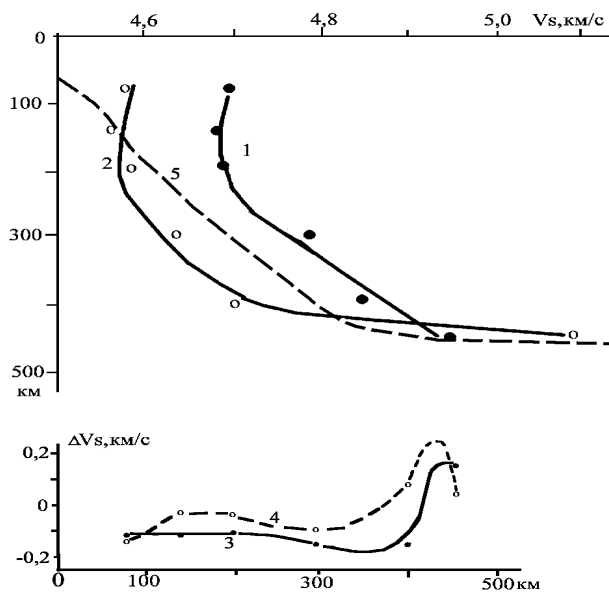


Рис. 1.8. Распределение V_s в мантии северо-западной (1) и юго-восточной (2) частей Украинского щита.

3,4 – разница V_s между частями щита (3 – по [199], 4 – рассчитанная по тепловым моделям – см. гл. 3), 5 – расчетные значения V_s под докембрийской платформой.

Различия V_s в интервале глубин 80-400 км составляют около 0,1 км/с, что отвечает разнице в температурах около 300°C (примерно 700 и 1000°C в верхней части разреза). Можно предположить, что в юго-восточной части УЩ существенно шире, чем в северо-западной, представлены зоны современной активизации. В их мантии температуры были выше солидуса перед началом процесса на глубинах 250-450

км, затем часть частично расплавленного вещества была вынесена под кору и прогрела верхний этаж мантии [48]. Но зона частичного плавления в нижнем этаже полностью не исчезла. Только у ее подошвы охлаждение за счет холодных пород, опустившихся на смену ушедшим вверх, привело к поднятию кровли зоны полиморфных преобразований. При этом значение V_s резко увеличилось. При расчете кривой 4 на рис. 1.8 предполагалось, что зоны современной активизации (и, соответственно, прогретой мантии) занимают около половины площади юго-восточной части УЩ.

Конечно, нельзя совсем исключать и влияния различий состава пород мантии выделенных частей щита на формирование наблюдаемой картины распределения V_s . Как видно на рис. 1.1. они могут обусловить различия до нескольких 0,01 км/с. Это подтверждают и данные о скоростях сейсмических волн и плотностях минералов пород мантии с различным содержанием железа и кальция (табл. 1.2).

Таблица 1.2.

Минерал	FeO, %	V_p , км/с	σ , г/см ³
Форстерит - Mg_2SiO_4	0	8,55	3,24
Оливин - $(\text{Mg}_{0,95}\text{Fe}_{0,05})_2\text{SiO}_4$	5	8,30	3,30
Оливин - $(\text{Mg}_{0,9}\text{Fe}_{0,1})_2\text{SiO}_4$	10	8,20	3,36

ГЛАВА 1

Оливин - $(Mg_{0,85}Fe_{0,15})_2SiO_4$	15	8,15	3,42
Жадеит - $NaAl(Si_2O_6)_2$	0	8,30	3,35
Эгирин - $NaFeSi_2O_6$	35	7,20	3,52
Диопсид - $CaMgSi_2O_6$	0	7,80	3,32
Геденбергит - $CaFeSi_2O_6$	29	6,70	3,55
Энстатит - $Mg_2Si_2O_6$	0	7,80	3,20
Бронзит - $(Mg_{0,9}Fe_{0,1})_2Si_2O_6$	7	7,40	3,25
Гроссуляр - $Ca_3Al_2(SiO_4)_3$	0	8,80	3,53
Альмандин - $Fe_3Al_2(SiO_4)_3$	43	8,50	4,25
Пироп - $Mg_3Al_2(SiO_4)_3$	0	8,60	3,51

Однако, данные о составе мантии щита (см. гл. 7) не подтверждают предположения о возможности формирования значимой аномалии скорости в одной из его половин. Различия в составе существуют, но не достигают нужных величин.

1.2. Скоростные модели коры УЩ

Скоростные разрезы вдоль профилей ГСЗ на щите приведены на рис. 1.9 по данным работ [63-67,92,93,127,136,159,160,188,210]. Расположение профилей – на рис. В.1. При их

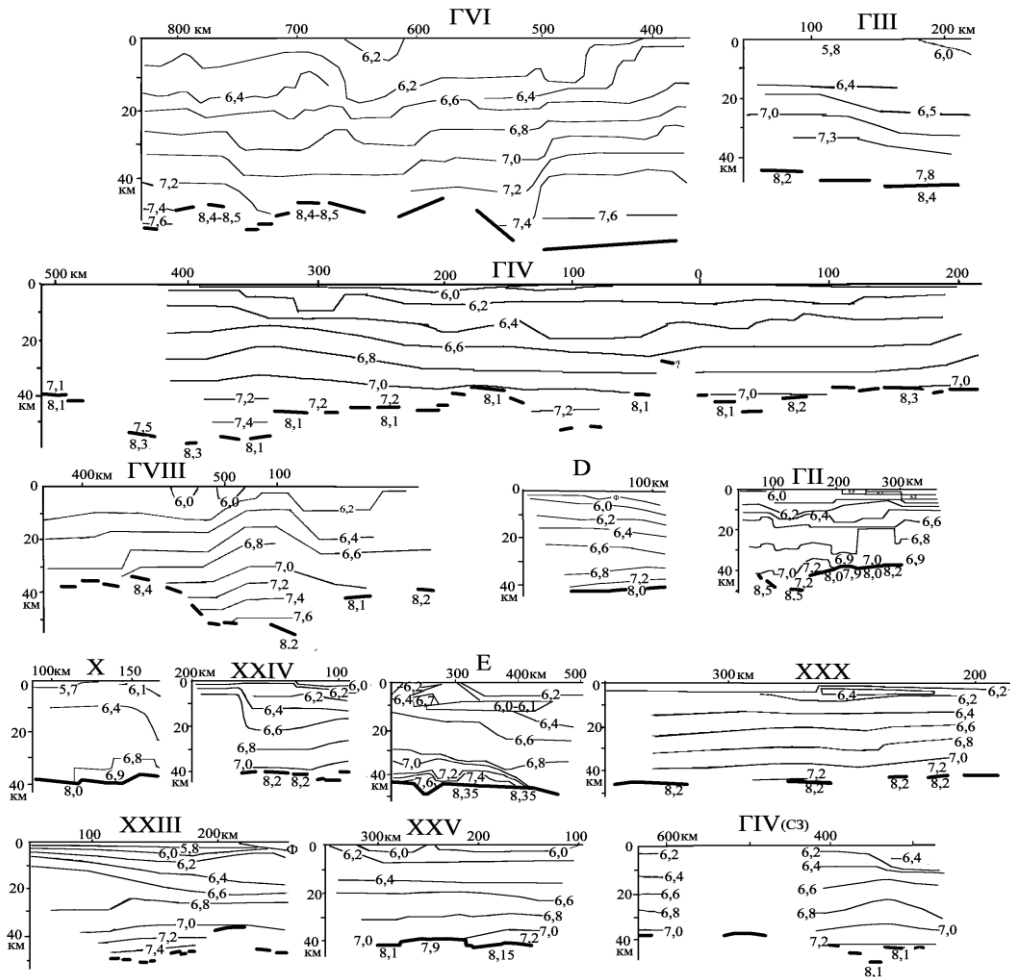


Рис. 1.9. Скоростные разрезы вдоль профилей ГСЗ на Украинском щите. Размещение профилей - на рис. В.1. Г – геотраверс, Е и D – геотраверсы Евробридж и Добре.

сравнении в точках пересечений профилей и сопоставлении результатов, полученных

СКОРОСТНЫЕ МОДЕЛИ ТЕКТОНОСФЕРЫ

по одному профилю разными авторами, обнаруживаются расхождения – в среднем около 0,1 км/с, поэтому изолинии были проведены через 0,2 км/с. Такой метод представления (удобный для использования при последующем моделировании) не отражает всей сложности распределения V_p в верхней части (примерно до глубины 10-15 км) разреза, особенно в районах плутонов (рис. В.1). В последних встречено чередование нескольких слоев со скоростями от 5,8-6,0 до 6,6-6,8 км/с (рис. 1.10). В соответствии с представлениями адвекционно-полиморфной гипотезы [29,48 и др.] такая скоростная модель под протерозойскими плутонами объясняется условиями их формирования. Современный эрозионный срез в соответствующих районах щита составляет около 10-20 км (см. гл. 5). Следовательно, в момент формирования плутонов породы располагались на глубине примерно 20-30 км. Именно в этот интервал глубин происходили вторжения основных мантийных выделок, на смену которым опускались эклогитизированные породы базитовой части разреза. Более кислая часть (составлявшая до 75% вещества коры на этих глубинах) подвергалась частичному плавлению, возникшие очаги кислой и средней магмы способствовали выносу вещества в верхние горизонты коры и на поверхность. Оставшиеся (и остывшие) породы должны быть представлены сопоставимым количеством образований кислого, среднего и основного состава, причем последние располагаются изолированно от остальных в местах вторжений мантийной магмы. Уровень метаморфизма отвечает амфиболитовой и (реже) низкой стадии гранулитовой фаций. Отвечающие такому чередованию пород вариации скоростей должны быть от обычных для кислых пород в приповерхностных условиях (около 5,9-6,0 км/с) до минимальных в основных гранулитах на глубине 10 км – около 6,8 км/с. Таким образом, скоростная структура плутонов фиксирует отсутствие существенной переработки этой части коры после их образования. Следы предшествующих многократных процессов переработки коры здесь стерты.

На больших глубинах под плутонами концентрация мантийных вторжений существенно выше (около половины объема), состав субстрата основной с заметным количеством ультраосновных пород, уровень метаморфизма (в том числе – остывших магматических вторжений) – гранулитовый. Поэтому здесь возможно формирование зон с повышенным по сравнению с соседними районами уровнем V_p (рис. 1.10).

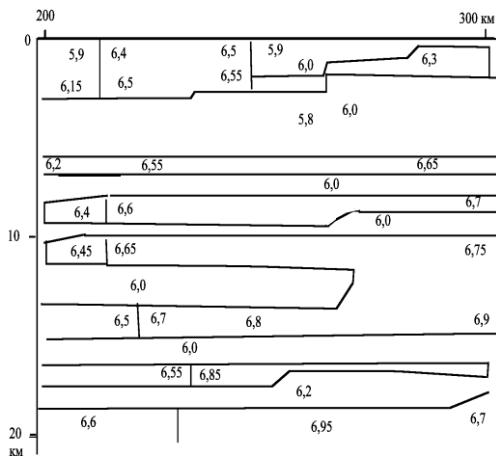


Рис. 1.10. Верхняя часть скоростного разреза вдоль геотраверса II в районе Коростенского плутона по [66].

В остальной части щита суммарное воздействие многочисленных активных процессов архея-протерозоя (см. гл. 5) привело к приблизительной стратификации пород по составу и степени метаморфизма.

В структуре коры традиционно выделяют сверху вниз три слоя: «гранитный» (V_p до 6,4 км/с), переходный (V_p до 6,8 км/с) и «базальтовый» (до раздела М или V_p до 7,2 км/с). Первое и последнее названия не отражают действительного состава слоев. В районах с особенно мощной корой обнаруживается т.н. слой коро-мантийной смеси – КМ (V_p более 7,2 км/с). Мощности слоев под Украинским щитом распределены довольно сложным образом, отражая

результаты неравномерного развития коры на разных этапах (возможно – и на этапе современной активизации недр щита).

Соответствующие данные о глубинах подошвы слоев приведены на рис. 1.11-1.13. Понятно, что в районах плутонов положение подошвы «гранитного» слоя довольно условно, подошвы переходного слоя это замечание также касается. При построении карт глубин подошв слоев и раздела М было проведено сопоставление их глубин на пересекающихся профилях. В большинстве случаев различия составляли 0-2 км, но при пересечении геотраверсов IV и III фиксируется различие в глубине раздела М в 8 км. Предпочтительными кажутся данные геотраверса IV, так как скоростной разрез по геотраверсу III в точке пересечения фрагментарен. Полученные данные позволяют провести изоглубины подошв слоев и раздела М на рис. 1.11-1.13 через 5 км.

Полученные распределения глубин принципиально не отличаются от приведенных в [23] на картах, охватывающих всю территорию Украины, хотя при построении рис. 1.11-1.13 мало использовались данные о глубинах подошв слоев на профилях ГСЗ за пределами щита. Гистограммы распределений глубин подошвы «гранитного», переходного слоев и раздела М приведены на рис. 1.14. Очевидно, что можно выделить типичные значения этих параметров: 15 ± 4 км, 30 ± 4 км и $42,5 \pm 5$ км соответственно. Во всех случаях больших глубин раздела М (более 50 км) в низах коры появляется слой КМ. Только в северной части Волынского блока слой КМ встречен на меньших глубинах. Впрочем, эта особенность присутствует только в варианте скоростного разреза из работы [210]. В варианте из работы [65] ее нет. В рассмотрение включен именно первый вариант, хотя он хуже согласуется в точке пересечения со скоростным разрезом вдоль геотраверса II.

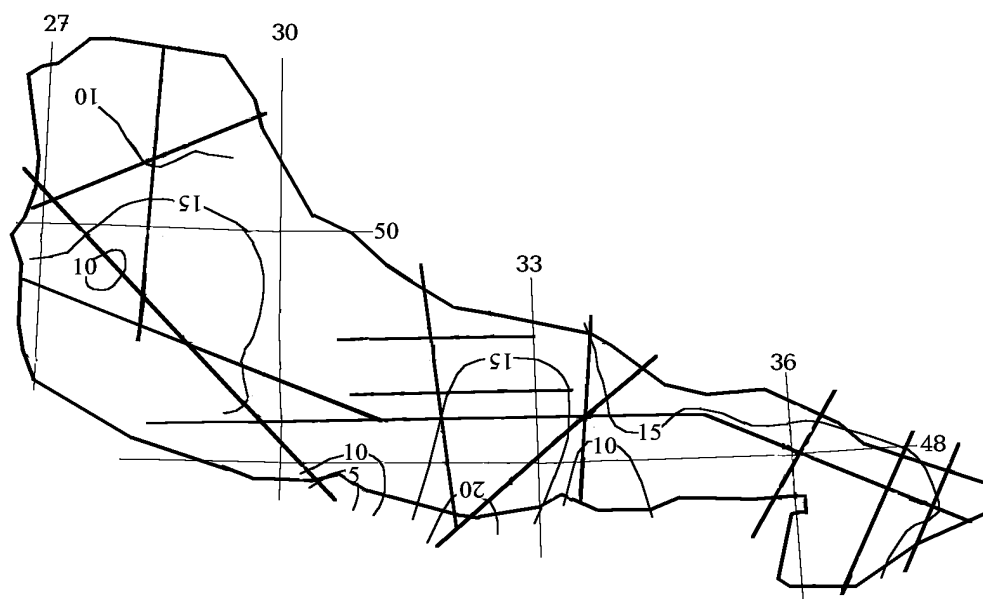


Рис. 1.11. Глубины (в км) подошвы «гранитного» слоя УЩ.

Предпочтение связано с лучшим согласованием гравитационного эффекта коры с наблюдаемым полем (см. гл. 4).

Среднее значение V_p на поверхности УЩ составляет около 5,95 км/с, нарастание скорости с глубиной (за исключением верхних примерно 10 км, где сказывается

СКОРОСТНЫЕ МОДЕЛИ ТЕКТОНОСФЕРЫ

трещиноватость пород и заметно влияние сложных разрезов плутонов) довольно близко во всех блоках щита и составляет примерно $0,029 \text{ км}^2/\text{с}$ [136].

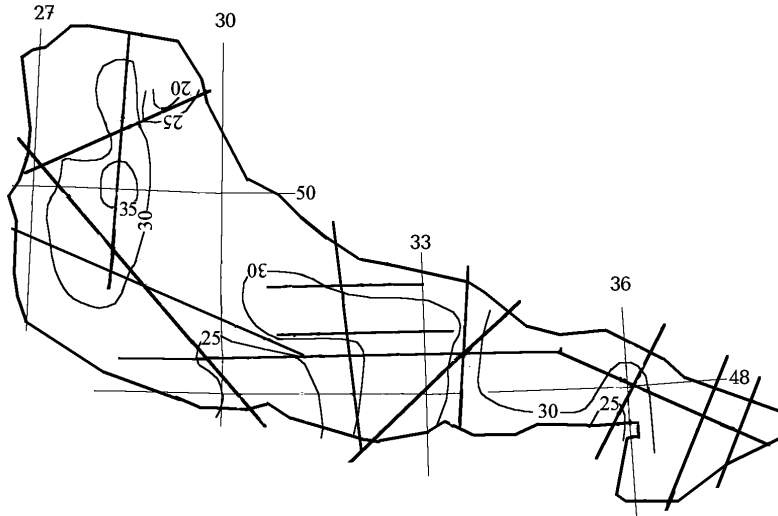


Рис. 1.12. Глубины (в км) подошвы переходного слоя УЩ.

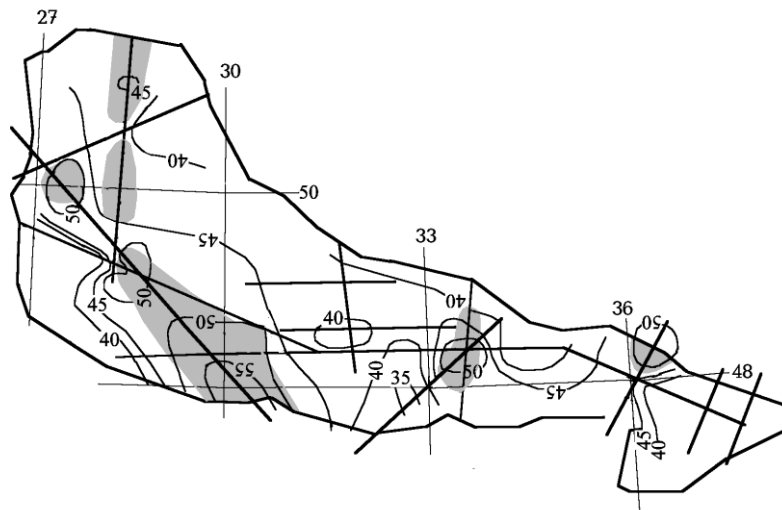


Рис. 1.13. Глубины (в км) раздела М УЩ. Серым цветом показаны районы распространения слоя КМ.

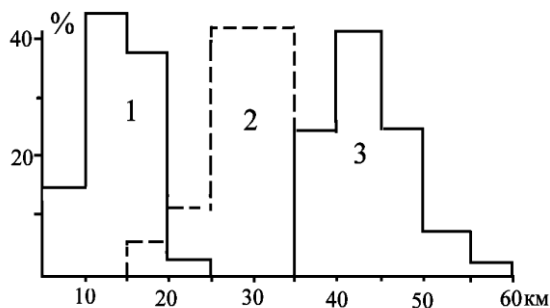


Рис. 1.14. Гистограммы распределений глубин подошв «гранитного» (1), переходного (2) слоев и раздела М (3).

Таким образом, типичная зависимость V_p от глубины составляет $V_p = 5,95 + 0,029 H$ (где H - глубина в км). Различия между средними скоростными разрезами блоков щита незначительны [136]. Однако на многих профилях ГСЗ наблюдаются более локальные, чем отвечающие целому блоку, скоростные особенности на разных глубинах. Аномалии могут быть связаны как со своеобразием состава, так и с повышенными температурами.

ГЛАВА 1

Последнее обстоятельство представляет особый интерес, так как отрицательные аномалии могут отмечать районы щита, подвергшиеся современной активизации. Конечно, они могут быть вызваны и сокращением основности или степени метаморфизма пород. Но их все же стоит рассмотреть в качестве одного из диагностических признаков упомянутых районов.

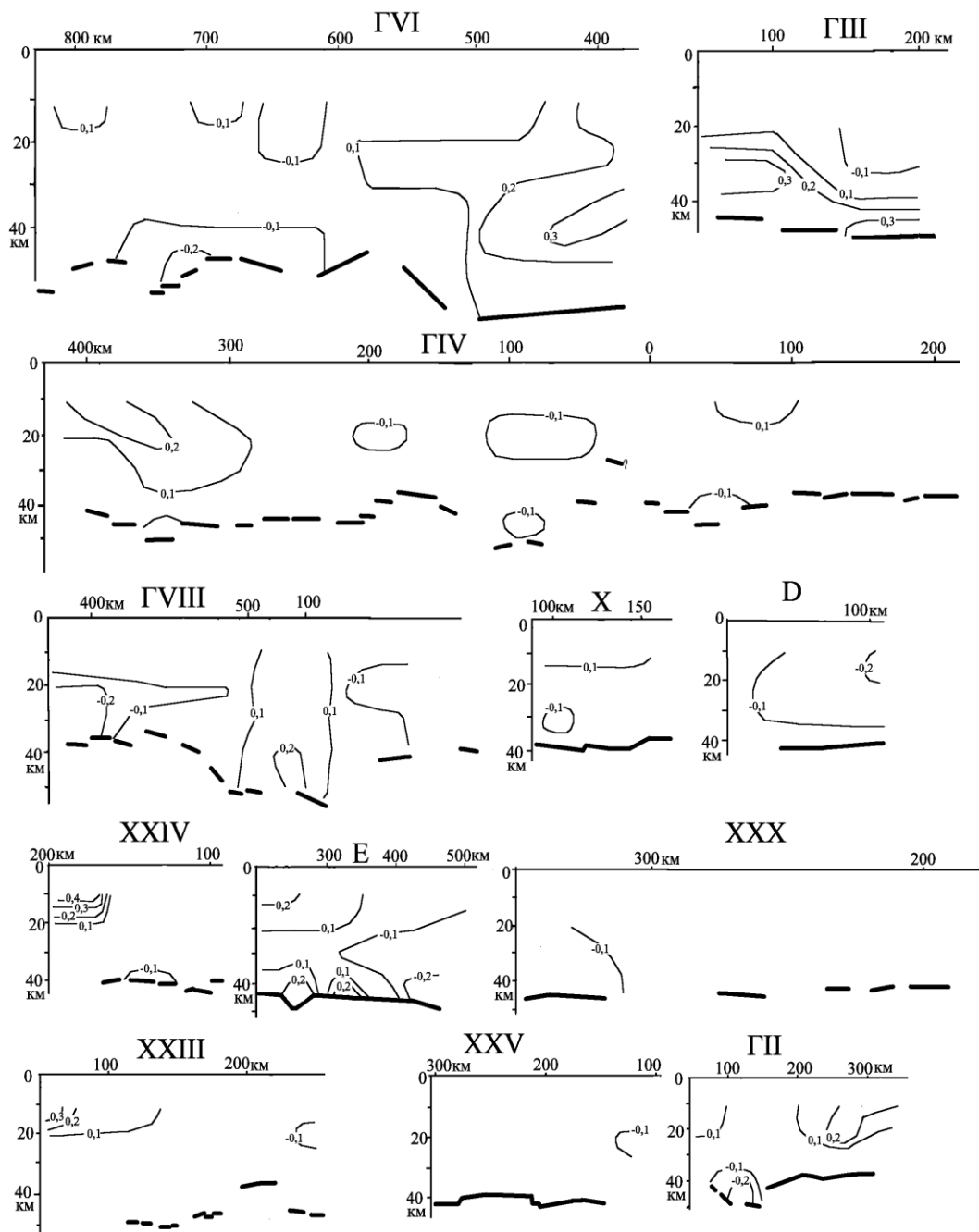


Рис. 1.15. Аномалии V_p (в км/с) в коре Украинского щита.

Для решения такой задачи было проведено сопоставление среднего скоростного разреза коры щита с конкретными разрезами вдоль профилей ГСЗ. Результаты приведены

СКОРОСТНЫЕ МОДЕЛИ ТЕКТОНОСФЕРЫ

на рис. 1.15. Выделены только наиболее заметные аномалии - более 0,1 км/с - на глубинах более 10 км. Трудно характеризовать погрешность проделанной операции. Скорее всего, в большинстве случаев речь может идти о качественной характеристике.

Отрицательные аномалии V_p в некоторых районах достигают 0,2 км/с (и, вероятно, могут считаться достоверными), но в большинстве случаев они существенно не превышают 0,1 км/с. Согласование аномалий на различных профилях ГСЗ в целом наблюдается. Но у юго-восточного окончания геотраверса IV аномалии не диагностируются, хотя на пересекающих его геотраверсах III, D и профиле X они выявлены (рис. 1.15). Плановое положение аномалий показано на рис. 1.16 (две из них показаны по данным северо-западного продолжения геотраверса IV и юго-западного окончания профиля ГСЗ IV). Его можно сопоставить с расположением другой особенности скоростного разреза коры щита, также, возможно, указывающей на процесс современной активизации. Дело в том, что активизация может сопровождаться утонением коры [29,48 и др.]. Сравнивая рис. 1.13 и 1.16, видим совпадение районов отрицательных скоростных аномалий в коре с районами ее утонения восточнее меридиана 31° . Западнее такое совпадение отсутствует (исключение – крайний юго-запад щита), поэтому здесь выделение зоны современной активизации по сейсмическим данным кажется менее вероятным.

Полученная картина не противоречит выводам, сделанным при рассмотрении скоростной модели мантии УЩ (см. выше). Действительно, в юго-восточной половине региона признаки зон современной активизации распространены довольно широко (35% площади восточнее 31 меридиана). Впрочем, северо-западная часть УЩ и менее изучена методом ГСЗ. Особенно это касается ее восточного фрагмента, где на склоне Украинского щита располагается Днепровская аномалия теплового потока (см. гл. 3), вызванная современной активизацией. В ее пределах установлен только небольшой район

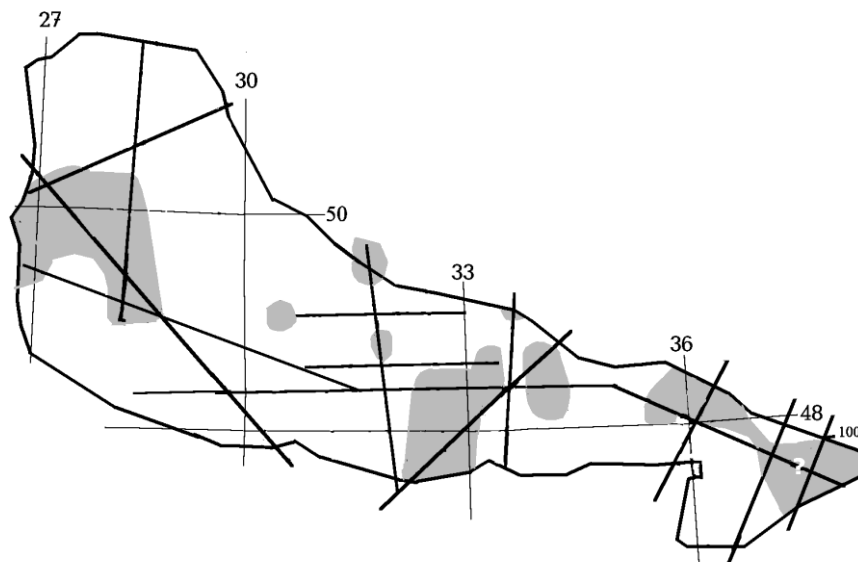


Рис. 1.16. Расположение зон отрицательных аномалий V_p в коре Украинского щита

с пониженными скоростями сейсмических волн в коре на северо-восточной окраине щита (рис. 1.16)

ГЛАВА 1

Приведенные данные о скоростных моделях коры и мантии Украинского щита и результаты их анализа сами по себе уже позволили сделать некоторые выводы о структуре и составе пород тектоносферы. Они могут рассматриваться и как хорошая основа для построения моделей в других методах глубинной геофизики и комплексного подхода к ответам на вопросы о составе пород земной коры щита, о современных и древних процессах в его недрах. Это связано прежде всего с хорошей изученностью территории УЩ методом ГСЗ.

Глава 2. Геоэлектрические модели тектоносферы

Геоэлектрические исследования направлены на выявление аномалий проводимости, связанных с процессами в недрах Земли и обусловленных ими месторождений полезных ископаемых. Изучаются изменения удельного электрического сопротивления (у.э.с., ρ), вызванные вариациями состава горных пород, мерой заполнения пор водой и флюидами, вариациями агрегатного состояния пород под действием температуры и давления. В данной работе построена модель распределения у.э.с. (геоэлектрическая модель) на территории Украинского щита для глубин земной коры и верхней мантии.

Приведенные в работе данные получены на основе интерпретации результатов зондирования с использованием вариаций естественного электромагнитного поля Земли, источники которых находятся в ионосфере или магнитосфере. Глубина проникновения поля ($\delta = \lambda / 2\pi$) зависит от периода (Т) вариаций, поэтому для исследования Земли от поверхности до глубин сотен километров приходится использовать вариации поля от долей секунды до многолетних (10^8 секунд). Естественно, что электромагнитное поле длиннопериодных вариаций охватывает большой объем Земли, который характеризуется длиной волны в слое ($\lambda = \sqrt{10\rho T}$). В зависимости от используемых компонент электромагнитного (в дальнейшем магнитотеллурического - МТ) поля зондирования подразделяются на магнитотеллурические (МТЗ) и магнитовариационные (МВЗ). МТЗ используют горизонтальные электрические и магнитные компоненты поля, а МВЗ - только три магнитные компоненты. В работе используются результаты обоих способов зондирования. Для исследования Земли с одномерным распределением проводимости достаточно наблюдений в одном пункте, при наличии неоднородностей проводимости схема наблюдений усложняется. Для обнаружения и изучения горизонтальных неоднородностей проводимости кроме МТЗ проводится магнитовариационное профилирование (МВП).

2.1. Глубинные геоэлектрические зондирования

2.1.1. *Магнитовариационные зондирования.* Их физическая сущность состоит в том, что при индукционном возбуждении ионосферными и магнитосферными токами импеданс или кажущееся сопротивление (ρ_k) оценивается из соотношения вертикальной и горизонтальных компонент вариаций МТ-поля на поверхности. Для зондирования используют спокойные солнечно-суточные Sq-вариации [197] и Dst-вариации (мировые геомагнитные бури).

2.1.1.1. *Магнитовариационное зондирование с использованием кольцевого тока в качестве источника поля.* Развитие этого метода регионального магнитовариационного зондирования привело к получению качественно новых данных в широком диапазоне периодов, пригодных для изучения геоэлектрического строения мантии Земли. В основе методики лежит экспериментальный факт: горизонтальное магнитное поле (Н) в диапазоне периодов двое суток - год на обсерваториях коррелировано сильнее вертикального (H_z). Теоретически горизонтальное поле менее подвержено влиянию геоэлектрических неоднородностей и поэтому одну эту компоненту достаточно использовать для оценки однородности поля на земной поверхности. Тогда изменчивость вертикальной компоненты может быть приписана геоэлектрическим неоднородностям.

На территории УЩ (рис. 2.1) имелась возможность использовать наблюдения на обс. Киев (КИВ) и Корец (КОР). К анализу привлечены среднечасовые данные (по обс. КИВ за период с 1962 г. по 1992 г., по обс.КОР за период 1977-1979 г.г.), усредненные до суточных значений поля, которые и сопоставлены с аналогичными данными реперной обс. Бельск (Польша). В результате обработки получены значения отклика для периодов

до 520 сут (КИВ) и до 38 сут (КОР). Экспериментальные результаты по obs. Киев опубликованы в табличном виде в [206], по obs.Корец в [97]. Во время обработки достоверным считался результат, при котором когерентность горизонтальных

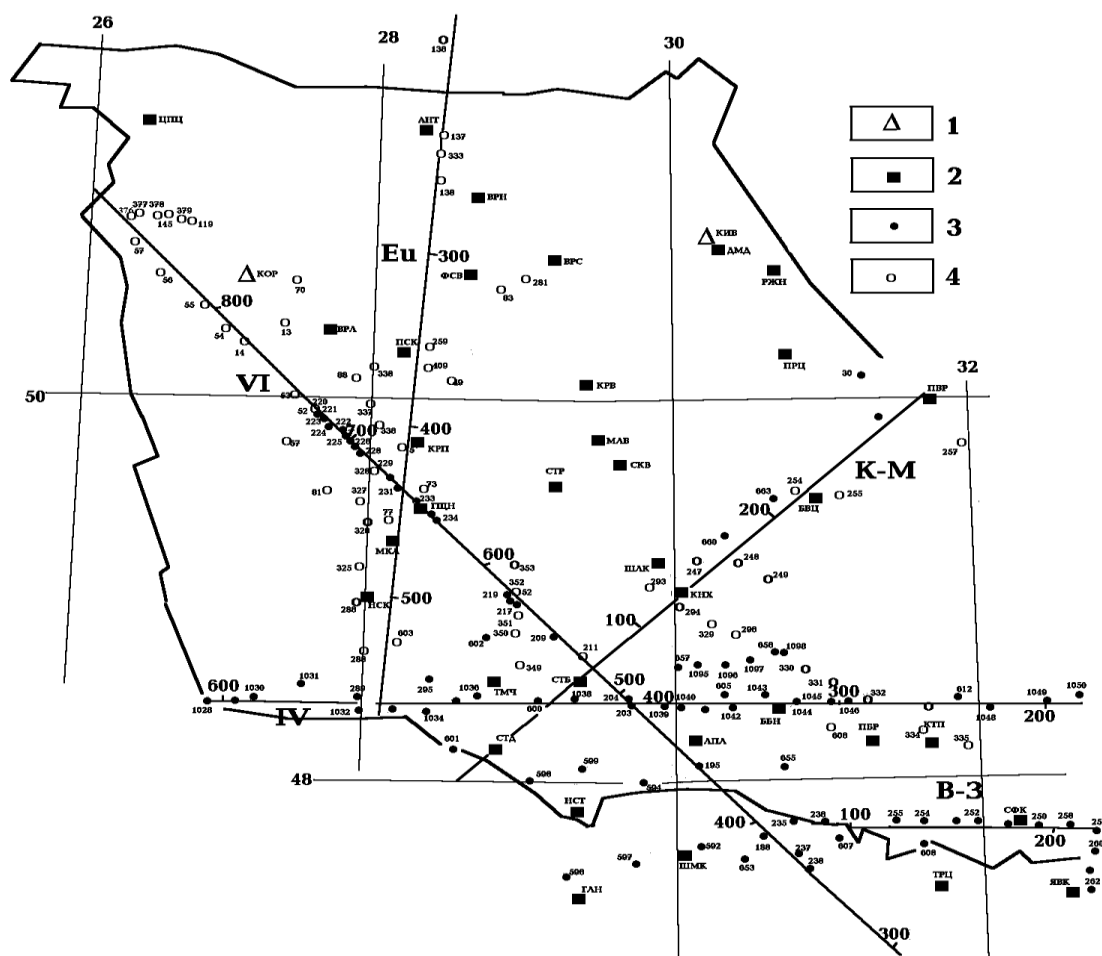


Рис 2.1. Расположение пунктов наблюдений, использованных для построения глубинного геоэлектрического разреза в западной части УЩ. Eu - Евробридж, К-М - Канев - Молдова, В-3 - Братское - Марганец. 1- обсерватории, 2-4 - пункты МТЗ (2 – ИГФ, 3 – по [53,68,69], 4 – по [134,135]).

компонент на данной и реперной обсерваториях превышала 0,9, а вертикальной и горизонтальной компонент - 0,7. Кривые зондирования на обсерваториях близки (табл. 2.1), но для дальнейших исследований использовались данные по obs.Киев, так как они получены по более представительным результатам.

Таблица 2.1. Результаты магнитовариационного зондирования с использованием D_{st} -вариаций на геомагнитных обсерваториях, расположенных на Украинском щите.

Период, сут	Киев		Корец		
	ρ_k , Ом·м	Фаза ρ_k , град.	Период, сут	ρ_k , Ом·м	Фаза ρ_k , град.
3.7	12.25	-81	5.7	16.1	-80
5.8	8.0	-75	8.3	7.8	-60
9..3	6.25	-64	11.6	5.7	-51
14.9	4.68	-56	19.6	4.75	-46
23.8	3.53	-52	26.9	4.15	-68
38.1	3.04	-47	37.1	2.95	-63

ГЕОЭЛЕКТРИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ ТЕКТОНОСФЕРЫ

61	2.87	-53			
156	1.72	-51			
250	1.04	-54			
520	0.64	-74			

2.1.1.2. *Магнитовариационное зондирование методом пространственных производных (МПП) с использованием спокойных солнечно-суточных вариаций в качестве источника поля.* На основании одного из уравнений Максвелла ($\text{div}\mathbf{V}=0$) можно записать выражение для скалярного импеданса в системе СИ

$\nabla^2 \mathbf{V} = i\omega\mu\sigma\mathbf{V}$, где $i^2 = -1$, ω – круговая частота ($\omega = 2\pi/T$), μ – магнитная проницаемость. Функцию отклика C (известную как “complex induction length”) можно найти, выразив ее через горизонтальные градиенты горизонтальных компонент геомагнитного поля, наблюдаемого на поверхности Земли

$C = V_z / (V_x / \partial x + V_y / \partial y)$, где V_x , V_y и V_z – комплексные значения компонент поля геомагнитных вариаций, ∂x и ∂y – расстояния между пунктами наблюдений.

Для поля спокойных суточных геомагнитных вариаций в средних широтах основные изменения поля наблюдаются в северной компоненте (V_x), поэтому нами была предпринята попытка определения функции C для пунктов в районе обс.КИВ (расположенных вдоль магнитного меридиана) по упрощенной формуле.

В табл. 2.2 приведены значения ρ_k и фазы импеданса [198], определенные по осредненным величинам функций отклика C для гармоник суточного хода. Значения C для индивидуальных суточных вариаций вычислялись по ($C = V_z / V_x / \partial x$). Там же для сравнения приведены значения, полученные Н. Олсеном [201] иным вариантом МПП с использованием суточных вариаций за один год для обсерваторий Европы. Вычисленные нами погрешности определений C не сопоставимы с полученными Н. Олсеном ввиду несравненно меньшего количества используемых индивидуальных данных. Как видно из табл. 2.2, полученные значения сильно отличаются, хотя наблюдается тенденция уменьшения расхождения с увеличением периода гармоник суточного хода.

Таблица 2.2. Результаты магнитовариационного зондирования, полученные по методу пространственных производных.

Период,с	Определения по [198]			Определения по [201]		
	ρ_k , Ом·м	Фаза имп., град.	Погрешность, %	ρ_k , Ом·м	Фаза имп, град.	Погрешность, %
21600	112	-67	4,2	65.3	-61	4
28800	106	-63	2,8	62.7	-67	3
43200	87	-56	2,4	44.8	-76	3
86400	48	-57	1,2	33.7	-77	2
172800	32.3	-65	3,1	21.4	-78	8

Для дальнейших исследований использовались данные для I, II и IV гармоник суточного хода по [201], т.к. они получены по более представительным результатам.

2.1.2. *Метод магнитотеллурических зондирований.* Основан на представлении внешнего источника МТ-поля плоской волной, падающей на горизонтально-слоистую Землю. Горизонтально-слоистая модель часто не соответствует реальному геоэлектрическому строению среды. В результате взаимодействия неоднородностей с МТ-полем возникают эффекты, которые по-разному отражаются на магнитных и электрических компонентах поля. Наиболее значительными являются индукционный и гальванический.

Индукционный эффект связан с перераспределением теллурических токов между

вмещающей средой и аномалиями электропроводности. На кривых МТЗ он проявляется в виде слоев. Индукционный эффект зависит от частоты и исчезает с увеличением периода. Для его учета требуются площадные наблюдения и применение программ трехмерного моделирования, которые могут частично решить эту проблему.

Гальваническое искажение МТ-поля приводит к статическому смещению амплитудных кривых МТЗ. Для исключения этого эффекта кривые МТЗ нуждаются в нормализации, которая в настоящее время заключается в восстановлении нормального положения низкочастотных ветвей, отражающих электропроводность нижних частей тектоносферы. Предполагается, что на глубинах, превышающих 400 км, горизонтальные изменения электропроводности малы и кривые МТЗ, полученные в различных районах, должны сливаться на периодах больших 3 часов. Практически обычно нормализация кривых заключается в смещении низкочастотных частей по вертикали до совмещения с кривой ρ_k , соответствующей региональному геоэлектрическому строению региона исследований (в случае согласия фазовых кривых МТЗ с опорной кривой). Для территории УЩ в качестве опорной кривой зондирования были взяты результаты МВЗ, полученные по геомагнитным данным на обс. Киев с использованием поля: Sq-вариаций [201] для периодов 21600, 43200 и 86400с и Dst-вариаций в диапазоне периодов от 320000 до 44930000с [206]. Амплитудная кривая опорного магнитовариационного зондирования имеет нисходящую ветвь во всем диапазоне исследований. Так как опорная кривая начинается с периода 21600с, то для уменьшения неопределенности интерпретации разрыв в диапазоне периодов МТЗ и МВЗ должен быть минимальным. Поэтому использовались кривые МТЗ производственных организаций (см. ниже) только в тех пунктах, где имеются амплитудно-фазовые данные на периодах больших 4900с и амплитудные кривые имеют нисходящие ветви.

В работе используются результаты МТЗ, полученные производственными организациями МинГео УССР под руководством А.И. Ингерова [53,68,69] и В.И. Трегубенко [134,135], а также сотрудниками ИГФ НАНУ (с участием авторов). Регистрация МТ-поля производилась цифровыми электроразведочными станциями ЦЭС-2 в производственных организациях, а в ИГФ НАНУ- аналоговой магнитоэлектрической станцией МЭВС (до 2000г). Для всех пунктов ИГФ оси наблюдений ориентировались на север и восток. Результаты МТЗ производственных организаций более чем в 1000 пунктов опубликованы в виде кривых эффективных сопротивлений в направлении измерительных линий, а также фаз импедансов, в основном, в диапазоне периодов от 0,1 до 1000-2000с. Так как записи МТ-поля ЦЭС-2 велись на магнитную ленту, их невозможно использовать для переобработки с помощью современных программ.

Сотрудниками ИГФ НАНУ с помощью ручной обработки были получены кривые МТЗ в нескольких десятках пунктов, которые приведены в обобщающих работах [12,13,27,41,44,99]. Используемые в работе результаты МТЗ, выполненные в ИГФ, были получены авторами путем оцифровки аналоговых осциллограмм и их дальнейшей обработки. Для этого осциллограммы были отсканированы с плотностью, позволившей уверенно оцифровать записи компонент МТ-поля с шагом 3,5-45с (табл. 2.3).

Таблица 2.3. Параметры сканирования аналоговых осциллограмм.

V	2			4			6			9		
D	1	2	33	1	2	33	1	2	33	1	2	33
St	46	223	115	223	212	77.5	516	88	55	110	55	33.5

V - скорость протяжки осциллограмм (см/час), D - плотность сканирования (100dpi/inc), St - шаг оцифровки (с/dpi)

Полученные цифровые записи были обработаны по единой схеме с использованием различных современных методик [88,206,214], что позволило существенно расширить частотный диапазон интерпретационных параметров и впервые дать количественную оценку погрешности данных. В последние годы авторами были выполнены наблюдения цифровой магнитовариационной станцией конструкции ИГФ Польской АН [194], обработка которых выполнена по указанной схеме. Были определены основные направления матрицы импеданса и в этих направлениях построены кривые МТЗ, используемые для дальнейшей интерпретации.

На рис.2.1 показано расположение пунктов МТЗ (использованных нами для интерпретации) и МВП (обработка в которых выполнена авторами).

1D-инверсия. Подбор параметров глубинного геоэлектрического разреза основывался на одномерной инверсии обобщенных кривых зондирования. Для этой цели использовались инверсия Паркера [202] (D+ алгоритм) и инверсия ОССАМ [181]. Первая основана на представлении разреза в виде слоев нулевой мощности, но конечной проводимости. Ею может быть оценено значение суммарной продольной проводимости (S) проводников, для построения разреза используется кривая ρ_k во всем диапазоне периодов. Вторая заключается в подборе плавно изменяющихся по проводимости конечного числа слоев, аппроксимирующих экспериментальные данные. Инверсия ОССАМ больший вес придает значениям фаз импеданса. Во всех случаях для интерпретации использовались только те данные МТЗ, фазовые кривые которых стыковались с опорной кривой МВЗ в пределах погрешности измерений фаз. Затем по мере надобности вводилась поправка в наблюдаемые амплитудные кривые МТЗ.

Экспериментальные данные оказались распределенными таким образом, что только в некоторых районах можно построить площадную модель. В основном, пункты наблюдений сконцентрированы вдоль основных сейсмических профилей, пересекающих УЩ. Анализ выбора кривых МТЗ и их интерпретация изложена для каждого профиля.

Геотраверс IV. Линия широтного профиля МТЗ совпадает с сейсмическим геотраверсом IV на пк180-400 (рис.2.1) и продолжена на запад до пк600. Были рассмотрены кривые МТЗ, выполненные под руководством А.И. Ингерова в основном вдоль профиля Ужгород-Ворошиловград от п.1028 (западный склон УЩ) до п.1050 (район Кировоградского разлома) [69].

Крайние западные пункты 1028-1030 (пк580-610) расположены в зоне резкой смены мощности осадочного чехла и большого градиента суммарной продольной проводимости осадочных пород ($S_{оп}$), что отражается на восходящих ветвях кривых ρ_k . Амплитудные кривые $s_{ю}$ на всех пунктах имеют подобную форму: левая восходящая ветвь, максимум от 10с на п.1028 до 100с на п.1030, нисходящая ветвь. Для $s_{вз}$ левая восходящая ветвь, максимум на всех пунктах около 2000с, нисходящая ветвь. Для всех пунктов фазы импеданса кривых $s_{вз}$ во всем интервале периодов совпадают с погрешностью менее 5° . Фазовые кривые импеданса $s_{ю}$ совпадают до 400с, на больших периодах фазы на п.1029 и п. 1030 отличаются более чем на 10° от фаз на п.1028. Отметим, что до периодов около 100с фазы импеданса кривых $s_{вз}$ и $s_{ю}$ совпадают с погрешностью менее 10° . Для интерпретации были выбраны кривые $s_{вз}$ и $s_{ю}$ в п.1028. В результате 1D-инверсии оказалось, что для кривой МТЗ $s_{ю}$ плохо соблюдается амплитудно-фазовое соответствие во всем диапазоне периодов. Для кривой МТЗ $s_{вз}$ плохо соблюдается амплитудно-фазовое соответствие на периодах, больших 2500с (рис.2.2.А), поэтому для построения геоэлектрического разреза взяты результаты инверсии кривой МТЗ $s_{вз}$ только для мощности земной коры.

Пункты 1031, 289 [134], 1032 и 1033 расположены в 10-20 км друг от друга на

пк510-560. Кривые МТЗ сю мало различаются, тогда как кривые МТЗ вз, начиная с 30с расходятся. На всех пунктах кривые $\rho_{сю}$ (и на п.1033 $\rho_{вз}$) имеют нисходящие ветви на периодах, больших 2000с. Приблизительно в 10 км севернее п.1032 находится п.289, где амплитудные кривые МТЗ на периодах от 0,2 до 4с имеют только нисходящую ветвь, в диапазоне периодов 4-900с практически совпадают с кривой вз на п.1032. Фазовые кривые МТЗ на них плохо согласуются. Для интерпретации были взяты те кривые МТЗ на п.1031-1033, для которых наилучшим образом согласуются их фазовые кривые с фазами МВЗ. Результаты 1D-инверсии (рис.2.2.А) показывают, что для п.1031 и п. 1032 амплитудно-фазовое согласие выполняется в пределах погрешности определения амплитуд и фаз, поэтому они использованы для построения геоэлектрического разреза. Результаты 1D-инверсии кривой МТЗ в п.1032 показывают полное отсутствие соответствия амплитуд и фаз на периодах менее 40с.

На пк470-500 известны МТЗ в п.1034-1036 и п.295 [134], расположенном приблизительно в 10 км к северу от п.1034. В п.1034 и п. 295 наблюдения выполнены до периодов 900-1600с и поэтому не были взяты для интерпретации. Но их амплитудные кривые в общем хорошо согласуются с соответствующими кривыми в п.1035 и п.1036, а фазы отличаются по величине не более чем на 5° от фаз в п.1035 и п.1036. Наибольшие различия кривых МТЗ на всех пунктах наблюдаются на периодах, меньших 10с, что, видимо, отражает изменчивость S рыхлых отложений щита. Для кривой МТЗ вз на п.1036 наблюдается сильное нарушение амплитудно-фазового согласия на периодах, меньших 25с, а для кривой сю это несогласие характерно практически для всего интервала периодов (в частности, глубокий минимум в интервале периодов 20-200 с на амплитудной кривой не согласуется с поведением фазы). Для интерпретации на этом интервале профиля взяты средние кривые МТЗ сю и вз на п.1034-1035.

На пк430-445 расположены п.1038 и п. 600 [68]. По форме кривые МТЗ совпадают. Они имеют левую восходящую ветвь, максимум на периодах 4-9с и нисходящую ветвь, на которой наблюдается минимум на периодах 400-1000с для кривых вз и на 20-100с для кривых сю. Различия амплитудных кривых отмечается на периодах >1600 с, где на п.1038 кривые обеих поляризаций имеют нисходящую ветвь, тогда как на п.600 - восходящие ветви. В то же время фазовые кривые на периодах, больших 30с, различаются не больше, чем на $5-8^\circ$ ($15-20^\circ$ в диапазоне периодов 4-20с). Форма всех кривых различается на периодах >1 с, причем кривая $\rho_{сю}$ на п.1038 подобна по форме и уровню сопротивлений кривой $\rho_{вз}$ на п.1039. Для дальнейших построений взят результат инверсии кривой МТЗ вз на п.1038, так как амплитудно-фазовое согласие для нее выполняется в пределах погрешности определения амплитуд и фаз.

В районе пересечения геотраверсов IV и VI имеются МТЗ в п.203, п. 204 [53] (пк410) и в п.1039 (пк380). Главное направление импеданса, определенное в ближайшем пункте ГМТЗ СТБ (рис.2.1) для диапазона 10-10800с изменяется в пределах $35-25^\circ$. Кривые $\rho_{сю}$ (близкие к этому направлению) на всех пунктах региональных МТЗ имеют одинаковую форму с максимумами в интервалах периодов 1-3с и 800-1600с, минимумом в интервале 20-70с и правую нисходящую ветвь на периодах больших 1600с. Различия фазовых кривых импеданса сю в диапазоне периодов 10-2000с менее 10° , на больших периодах достигают 20° . Для интерпретации на профиле взята средняя кривая сю на п.п.203, 204, 1039. Видно (рис.2.2.А), что амплитудно-фазовое согласие для такой кривой выполняется в пределах погрешности определения амплитуд и фаз.

На пк350-370 были рассмотрены кривые МТЗ в п.п.1040-1042, 605 [68]. Кривые МТЗ в п.1042 отличаются от кривых в ближайших пунктах 605 (севернее) и 1043 (восточнее) и не согласуются с данными МВЗ. Амплитудные кривые сю на п.п.1040,

1041, 605 имеют восходящую ветвь, максимум, минимум на периодах 20-100с, максимум и нисходящую ветвь на периодах больших 1000с. Фазовые кривые с_ю отличаются не более чем на 10° (за исключением фаз для п.1040 на периодах больших 1000с). Амплитудные кривые $\rho_{вз}$ меньше согласуются между собой как по форме, так и по уровню. Расхождения фазовых кривых $\rho_{вз}$ на периодах больших 40с начинают резко уменьшаться до 3-7°. Для дальнейшей одномерной инверсии взята средняя кривая $\rho_{вз}$ на пп.1040-605.

Пункты 1043 и 1044 (пк320-330) и 330 [134] (расположенный в 16 км к с от п.1044) характеризуются сочетанием амплитудных кривых типичных для геоэлектрического разреза типа “разлом” – начиная с периодов 0,1с кривые $\rho_{вз}$ идут резко вниз, в то время как кривые $\rho_{с ю}$ имеют восходящую ветвь вплоть до 2500с. Такое поведение может свидетельствовать о наличии проводящего объекта квазимеридионального простирания с центром чуть восточнее п.1043. В п.330 кривая $\rho_{вз}$ подобна кривым $\rho_{с ю}$ на п.1043 и 1044, а кривая $\rho_{с ю}$ полностью подобна по форме кривым $\rho_{вз}$ на п.1043 и 1044. Фазовая кривая $\rho_{вз}$ полностью совпадает с таковой на п.1044, а кривая с_ю подобна по форме фазовым кривым в п.1043 и п. 1044, но отличается по уровню на 10-20°. Одномерная инверсия средней кривой с_ю для п.п.1043,1044 указывает на плохое амплитудно-фазовое соответствие.

На пк290-310 имеются МТЗ в п.п.1045-1046, южнее - в п.606 [68], севернее - в п.п.331,332 [134]. Кривые $\rho_{вз}$ в п.п.1045, 1046, 331, 332 подобны по форме, но их фазы на периодах меньших 2с и больших 200с расходятся на 10° и больше. Кривые МТЗ в п.606 не согласуются с кривыми в остальных пунктах. Кривые $\rho_{с ю}$ только на п.1046 и п. 332 подобны по форме, но различаются на 2 порядка по уровню, хотя их фазы во всем диапазоне периодов отличаются менее чем на 5°. На периодах больших 300с фазовые кривые с_ю на п. п.1045, 1046, 331 и 332 отличаются не более чем на 5°. Одномерная инверсия кривой 1046-вз (наблюдения на которой имеются до 4900с) указывает на плохое амплитудно-фазовое согласие на периодах, больших 100с, что, вероятно, связано с отсутствием четкой правой нисходящей ветви.

Совместно рассмотрены кривые МТЗ на п.п.1047, 1048, 612 [68] (пк225-255) и п.п.334,335 [134] (расположенных в 15 км южнее). Кривые $\rho_{с ю}$ на п. п.1047, 1048, 612, 334 подобны по форме – восходящая ветвь, максимум, минимум на периодах 10-40с на п.п.1047,334 и 100-900с- на п. п.612,1048, восходящая ветвь вплоть до периодов 6400с. Поведение МТЗ в п.335 характеризуется сочетанием амплитудных кривых, типичных для геоэлектрического разреза типа “разлом”: начиная с периодов 10с кривая $\rho_{с ю}$ идет резко вниз, в то время как $\rho_{вз}$ имеют восходящую ветвь на периодах до 200с (что может быть обусловлено проводящим объектом квазиширотного простирания). В то же время фазовые кривые с_ю и $\rho_{вз}$ полностью совпадают во всем диапазоне периодов и их поведение не подтверждает вывод, сделанный на основании кривых $\rho_{к}$. Кстати, фазовые кривые с_ю на п. п.612,1047 отличаются от п.335 не более чем на 10°, тогда как на п.п. 334,1048 они полностью отличаются от предыдущих на периодах меньших 20с. Кривые МТЗ $\rho_{вз}$ в общем повторяют форму кривых с_ю, отличаясь лишь по уровню ρ . Проведенная 1D-инверсия средних кривых $\rho_{вз}$ и с_ю для п.612 и п.1048 (на которых имеются данные для периодов до 6400с) указывают на плохое амплитудно-фазовое согласие (правая восходящая ветвь экспериментальных кривых идет вверх, тогда как кривая зондирования по МВЗ имеет только нисходящую ветвь).

На пк180-210 имеются МТЗ в п.п.1049,1050, 867 [68]. Кривые $\rho_{вз}$ на п.п.1049,1050 имеют подобную форму, характеризующуюся восходящей ветвью на периодах 200-

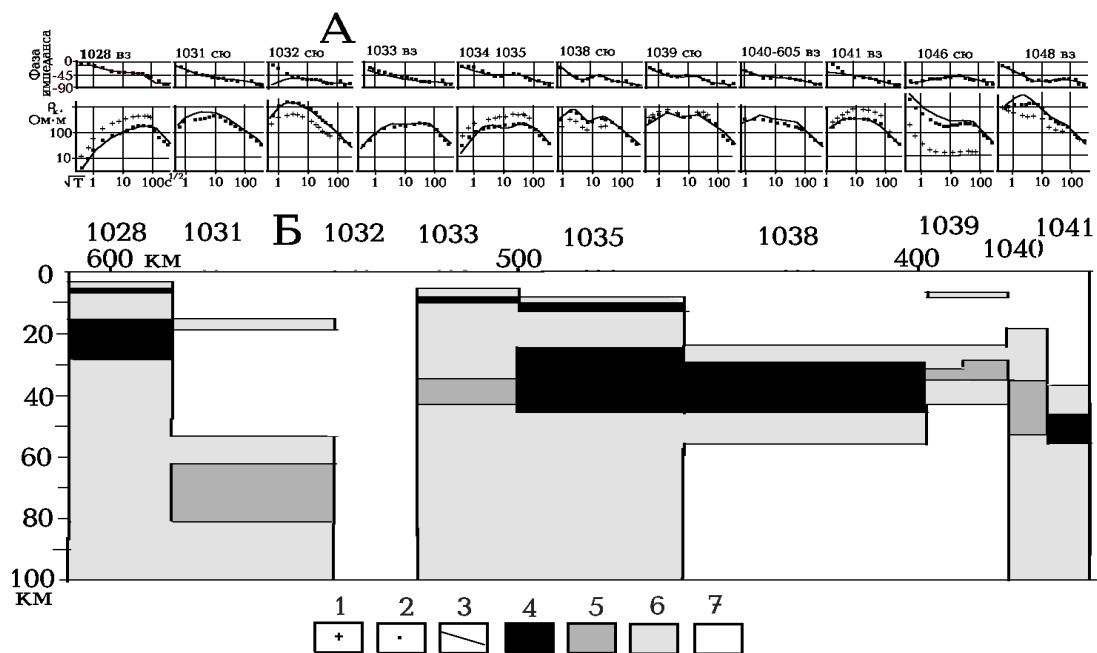


Рис. 2.2. Геотраверс IV. А – сопоставление интерпретационных кривых (1– экспериментальные значения, которые затем были скорректированы (2)) с результатами инверсий методом ОССАМ (3). Б – геоэлектрический разрез по инверсии ОССАМ, ρ : 4 - <100, 5 – 100-150, 6 – до 400, 7 – >400 Ом·м.

6400с, а различия фаз достигает 30° . Кривые $\rho_{с\omega}$ и фазы до 1с совпадают. На больших периодах форма амплитудных кривых изменяется, а фазы, сохраняя форму, расходятся по величине на 25° . Кривые ρ на п.867 не согласуются с кривыми на других пунктах, хотя фаза вз совпадает с таковой на п.1050. Результаты 1D-инверсии кривых вз на п.п.1049, 1050, 867 указывают на плохое амплитудно-фазовое согласие.

На этом и других, рассмотренных ниже, профилях выделяются районы, в которых на разных глубинах земной коры проявляются объекты с у.э.с. в несколько раз меньшим ρ вмещающих пород (“проводящие” слои). Далее под “глубиной залегания” имеется в виду глубина кровли объекта с наименьшим по сравнению с окружающими породами ρ .

На рис.2.2.Б приведены результаты 1D-инверсии методом ОССАМ. Они показывают, что ρ пород земной коры, по крайней мере, до глубин в несколько километров, составляет тысячи Ом·м. Этот вывод очевиден там, где S верхних 100-1000м не превышает 10-15См. На большей части профиля встречается “проводящий” слой, расположенный на глубинах, больших 15 км. Этот слой по глубине наиболее выдержан на пк365-515. Здесь его центр залегает на 30-35км, минимальное у.э.с. - 80-160 Ом·м, значение S (здесь и далее по данным инверсии D+) - 240-400См. К западу (пк610) глубина залегания слоя уменьшается до 16-20км, ρ возрастает, а значение S становится больше 150См. На ряде пунктов проявляется “проводящий” слой на глубинах меньше 10 км – пк610 (5 км, $S \sim 100$ См), пк490-520 (8-10 км, S порядка 120-60См), пк290-330 (4-9 км, S порядка 130-20См). Отметим, что на глубинах, соответствующих верхней мантии, выделяется “проводящий” слой на пк560 и пк.365. Объективность его выделения сомнительна, так как объект не обнаруживается на соседних пунктах. Вообще, учитывая большую неопределенность экспериментальных данных (отсутствие определений основных направлений матрицы импеданса, совпадение кривых ρ_k разной поляризации на соседних пунктах, плохое амплитудно-фазовое согласие и др.), полученные результаты одномерной инверсии региональных кривых МТЗ могут носить лишь

ориентировочный характер.

Геотраверс VI. Были рассмотрены МТЗ, полученные производственными организациями и авторами в полосе шириной 40-50км вдоль геотраверса VI (рис.2.1) на пк360-850.

Район пк820-860 расположен в зоне резкой смены мощности осадочного чехла и большого градиента $S_{оп}$. Были рассмотрены МТЗ в п.п.56,57,119,145 [135] и выполненные позже в п.п.376-379 [134]. Во всем интервале периодов фазы импеданса кривых сю (продольные по отношению к простираанию осадков) в п. п.376,377,145,56,119 (наблюдения в которых имеются в наиболее широком диапазоне периодов) совпадают с погрешностью 5-7°, аналогичная картина и для кривых вз. На п.378 и п.379 фазовые кривые импеданса сю также совпадают, но отличаются по форме от предыдущих. Кривые $\rho_{сю}$ на всех пунктах имеют подобную форму – левая восходящая ветвь, видимо отражающая изменение $S_{оп}$, максимум на периодах 2-4с и нисходящая ветвь. Значения ρ_k на нисходящих ветвях отличаются не более чем в 4 раза. Рассмотренные признаки позволяют распространить результаты интерпретации на всю площадь 40x40 км, в которую входят рассмотренные пункты. Для интерпретации была выбрана кривая сю в п.145.

В районе ГМТЗ КОР (пк780-800) были рассмотрены МТЗ в п.п.13,14,54,55 и 70 [135]. По результатам обработки в п.КОР принципиальное направление - 95-100°. Кривые $\rho_{сю}$ на всех пунктах имеют ту же форму, что и на предыдущем отрезке профиля. Здесь на многих пунктах $S_{оп}$ меньше, поэтому максимум кривых наблюдается на периодах 0,4-4с. Региональные кривые $\rho_{вз}$ на всех пунктах (за исключением п.13) имеют одинаковую форму – левая восходящая ветвь, максимум и на периодах, больших 1000с, намечается нисходящая ветвь. По уровню кривые различаются более чем на 3 порядка. Фазы импеданса всех МТЗ для соответствующих направлений во всем диапазоне периодов совпадают с погрешностью менее 7° и совпадают с фазами глубинного МТЗ КОР в перекрывающемся диапазоне периодов. Для интерпретации на всей площади 40x40 км были взяты два варианта: 1-средняя кривая для п.п.14, 54,55 и 70 в диапазоне периодов до 400с, дополненная данными по п.КОР, 2 – кривая сю для МТЗ14 (как имеющая данные в наибольшем диапазоне периодов), дополненная данными по п.КОР. Проведенная 1D-инверсия показала, что лучшее амплитудно-фазовое согласие соблюдается для второго варианта.

На пк740-690 рассмотрены МТЗ в п.п.52, 53, 87, 88, 336, 337 [134,135] и 220-227 [53]. Кривые сю в п. п.52, 53, 87, 336, 337 имеют ту же форму, что и на предыдущих отрезках профиля. Фазы импеданса кривых сю совпадают с точностью до 10° практически на всех пунктах (особенно на периодах больших 10с) за исключением п.88 и п. 337. Кривые $\rho_{вз}$ на п.52, 53, 87, 88, 336, 337 имеют подобную форму и различаются по уровню, тогда как кривые $\rho_{вз}$ на п.221, 223, 224 резко отличаются по форме от предыдущих. Фазы импеданса кривых вз на всех пунктах совпадают с точностью до 7°. Для интерпретации были взяты усредненные кривые на п.336 и п.87. Для интерпретации в интервале пк680-690 была взята кривая $\rho_{сю}$ в п.226, наблюдения на которой выполнены в необходимом диапазоне периодов.

В районе пересечения сейсмических профилей VI и EUROBRIDGE97 (пк630-670) были рассмотрены две группы пунктов региональных МТЗ. В одну входили п.228-231 [53] и 327,328 [134]. И здесь кривые $\rho_{сю}$ по форме подобны, за исключением п.328. Фазы импеданса в направлении сю на п.п.228,229,328 совпадают с точностью до 5° во всем диапазоне периодов 0,25-4900с. Фазы импеданса в п.327 и п. 230 совпадают между

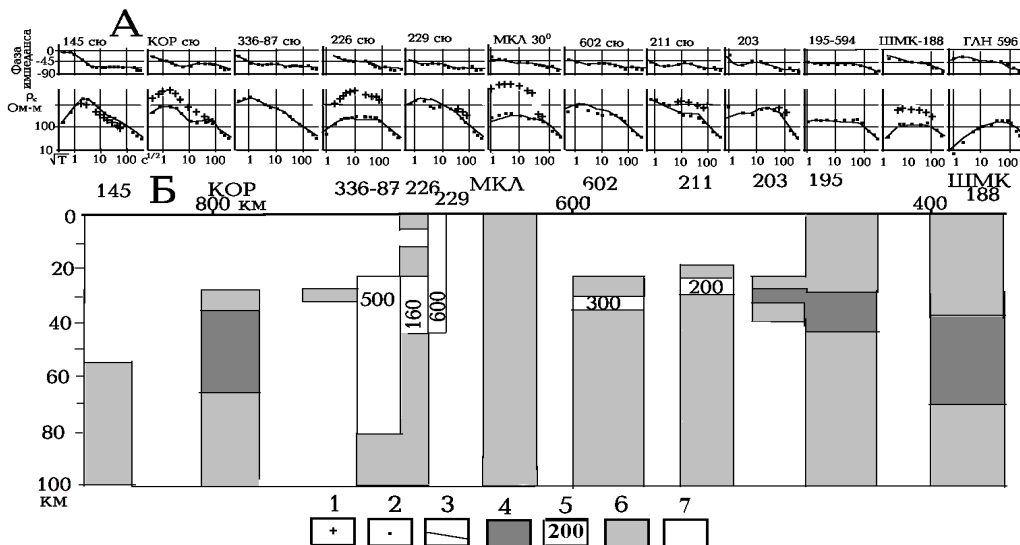
ГЕОЭЛЕКТРИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ ТЕКТОНОСФЕРЫ

собой, но по форме сильно отличаются от фазовых кривых на остальных пунктах. В качестве интерпретационной кривой (характеризующей $\rho_{с\text{ю}}$ 660-670) было взято МТЗ с\ю в п.229, так как на этом пункте имеются данные в максимально большом диапазоне периодов. Во вторую группу вошли п.п.232-234 [53] и 73,77 [135]. Кривые $\rho_{с\text{ю}}$ в п.п.232-234 и 77 подобны по форме, которая согласуется с формой кривых на предыдущих отрезках профиля. Фазы импеданса кривых с\ю в п.п.232-234 подобны. Так как данные известны только для периодов до 900с, кривые МТЗ не использовались для построения глубинного разреза. Поведение амплитудных кривых на п.п.232-234 и 73, 77 характерно для модели с резкой, узкой аномалией проводимости квазимеридионального простираания.

Приблизительно в 30 км к западу от п.п.232-234 расположено ГМТЗ МКЛ. Здесь главное направление импеданса для диапазона 100-8100с изменяется в пределах 22-34°. Форма кривых $\rho_{с\text{ю}}$ в п.п.325 и 326 [134], окружающих МКЛ, подобна таковым для п.п.232-234. Фазовые кривые с\ю в п.п.325,326 подобны по форме, на периодах до 400с они различаются не более чем на 10°, на больших периодах различия сокращаются до 5° и совпадают с фазовой кривой импеданса для главного направления в МКЛ. Расхождение в направлении региональных кривых и главного направления в МКЛ было учтено путем увеличения погрешности значений использованных региональных кривых в диапазоне периодов меньших 900с. Интерпретационная кривая была составлена путем сочленения кривой $\rho_{с\text{ю}}$ в п.325 с кривой МКЛ-30°. Полученный в результате интерпретации геоэлектрический разрез отнесен к пк620-640.

На пк560-580 и на расстоянии 25-30 км к с-з и ю-в от линии профиля рассмотрены МТЗ в п.п.216-219 [53], 602 [68] и 350-352 [134]. Фазы импеданса кривых с\ю на п.п.216-219, 602 и 350-352 совпадают с точностью до 10°. Форма кривых $\rho_{с\text{ю}}$ подобна - на периодах меньших 1с на большинстве кривых намечается восходящая ветвь, максимум до периодов 2-4с и затем плавная нисходящая ветвь, на которой наблюдаются минимумы в интервале периодов 10-60с. На п.218 есть наблюдения до 5000с, но нет правой нисходящей ветви и проведенная 1D-инверсия показала плохое амплитудно-фазовое согласие. Для интерпретации была выбрана кривая МТЗ в п.602.

На пк520 имеется МТЗ в п.211 [53]. Главное направление импеданса, определенное в ближайшем пункте ГМТЗ СТБ (рис.2.1) для диапазона 10-10800с, изменяется в пределах 35-25°. Кривые $\rho_{с\text{ю}}$ (близкие к этому направлению) на п.211 и п.349 [134] имеют одинаковую форму и практически совпадают в диапазоне периодов 0,16-10с (совпадают



ГЛАВА 2

Рис. 2.3. Геотраверс VI. А – сопоставление кривых: 1,2 – экспериментальные значения (1 – неотрективированные, 2 – отрективированные), 3 – расчетные. Б – геоэлектрический разрез по инверсии ОССАМ. Значения ρ : 4 – <100, 5 – меньше, чем во вмещающих породах, 6 – 100-400, 7 – >400 Ом·м.

и их фазовые кривые в этом диапазоне). Для интерпретации использована кривая сю для п.211 (фазы до 9с взяты по п.349).

Кривые МТЗ в районе пересечения геотраверсов VI (пк490) и IV рассмотрены выше.

На ПК490-380 (п.п.186-204,235-239 [53], 607 [68]) имеется комплекс геоэлектрических неоднородностей, залегающих в верхних частях консолидированной коры (Ряснопольская [53] или Гайворон-Добровеличковская [13] аномальная зона). Эти неоднородности искажают наблюдаемые данные и препятствуют изучению глубинного разреза. Только на ряде пунктов (195,188,236, 238) кривые МТЗ имеют на больших периодах нисходящие ветви и по этому признаку могут быть привлечены для интерпретации.

На широте п.195 (пк440), приблизительно в 20 км западнее профиля, имеется наблюдение в п.594 [68]. Амплитудные кривые вз (продольные по отношению к осадкам склона щита) на обоих пунктах подобны, а их фазовые кривые совпадают с точностью до 7° . Для интерпретации взята средняя кривая вз для п.195 и п.594.

На территории в полосе вдоль южного борта УЩ, захватывающей ПК360-400, с востока на запад имеются наблюдения в п.п.236-238 [53], 607 [68], 188 [53], 592, 653 [68], ГМТЗ ШМК, 597,596 [68] (рис.2.1). Только наличие кривой ГМТЗ позволяет повысить достоверность интерпретации кривых в этой полосе. Для всех региональных кривых от п.235 и п.607 на востоке до п. 592 на западе на амплитудных кривых наблюдаются восходящие ветви до 20-30с, соответствующие $S_{оп}$ около 10 См. Главное направление импеданса, определенное для ГМТЗ ШМК для диапазона 10-10800с, изменяется в пределах $97-85^\circ$. Сопоставление региональных кривых $\rho_{вз}$ с кривой ШМК-90 позволяет сказать, что амплитудные кривые, в общем, могут считаться подобными. Характерной чертой является наличие минимума в диапазоне периодов 200-900с. Хотя по уровню ρ_k в диапазоне периодов 20-2000с кривые отличаются почти на порядок, фазы импеданса совпадают. Отличие фаз с увеличением периода уменьшается от 20° (для периодов до 100с) до менее 5° (>1600с). Для интерпретации была построена обобщенная кривая МТЗ: до 100с использованы осредненные значения амплитуд и фаз кривых МТЗ вз на п.188 и п. 653, на больших периодах - значения для кривой ШМК-90.

Как видно из рис. 2.3.А, почти на половине пунктов наблюдается амплитудно-фазовое согласие кривых в диапазоне МТЗ и МВЗ, что указывает на отсутствие гальванических искажений. Результаты интерпретации показывают, что сопротивление пород верхних горизонтов земной коры составляет тысячи омметров, это особенно ясно в района, где верхние 100-1000м имеют S не более 10-15См (рис. 2.3.Б).

На большей части профиля встречается “проводящий” слой в нижней половине земной коры. Его у.э.с. изменяется от 50-100Ом·м на ПК360-500 и п.КОР до 500-600Ом·м (пк510-700). Значение S слоя (здесь и далее по данным инверсии D+) на ПК470-680 изменяется мало и составляет 70-150См. На крайних пикетах значение S возрастает в 2 и более раз. В пунктах ГМТЗ видно, что проводник продолжается в верхнюю мантию до 70 км.

Геотраверс EUROBRIDGE-97. Были рассмотрены МТЗ в пунктах по обе стороны геотраверса в полосе шириной 100 км, проведенные производственными организациями (региональные) и авторами (ГМТЗ) (рис. 2.1) от ПК160 до ПК580. Самый северный п.136 [135] расположен в Ельской зоне Припятского грабена. Грабен имеет квазиширотное

простираение, которому соответствует кривая в-з. Правая ветвь кривой $\rho_{вз}$ и ее фаза хорошо согласуется с кривой МВЗ. Поэтому в качестве интерпретационной на этом пункте использована кривая в-з.

Около ГМТЗ АНТ в пределах Овручского синклиория имеются кривые МТЗ в п.п.333,137 [135]. Главное направление импеданса, определенное для ГМТЗ АНТ, для диапазона 10-10800с, изменяется в пределах 20-40°. Кривые $\rho_{слю}$ в п.137 и п. 333 имеют подобную форму (но отличаются на порядок по уровню), а фазы импеданса полностью совпадают до 100с (на больших периодах различие фаз достигает 20°). По форме кривая ρ -30° п.АНТ в диапазоне перекрывающихся периодов полностью совпадает с региональными МТЗ, отличаясь по уровню от кривой $\rho_{слю}$ в п.137 приблизительно в 1,5 раза. Фаза импеданса кривой в п.АНТ практически совпадает с таковой в п.137. Интерпретационная кривая была построена путем сочленения кривой $\rho_{слю}$ в п.137 (где имеются данные в максимально широком диапазоне периодов), сдвинутой по уровню до совпадения с кривой ρ -30° в п.АНТ (фаза импеданса до периодов 49с взята по п.137, на больших периодах - по п.АНТ).

Южнее п.АНТ была проинтерпретирована кривая в направлении в-з в п.138.

В районе ГМТЗ ФСВ в пределах Коростенского плутона имеются кривые МТЗ в п.п.83, 281 [134,135]. Согласно обработке данных в ФСВ азимут главного направления импеданса составляет около 105°. Кривые $\rho_{вз}$ в п.83 и п. 281 подобны по форме во всем диапазоне периодов от долей секунды до 400-900с, но на порядок отличаются по уровню. В то же время фазы на обоих пунктах совпадают в пределах точности измерений и на периодах больших 100с хорошо согласуются с фазой кривой МТЗ-105° в п.ФСВ. Интерпретационная кривая была построена путем сочленения осредненных в п.83 и п.281 кривых $\rho_{вз}$ и их фаз импеданса с кривой ФСВ-105°.

В районе ГМТЗ ПКС использованы кривые МТЗ в п.п.338,269,409,79 [134,135]. По результатам обработки в п.ПКС принципиальное направление соответствует 100°.

Региональные кривые в направлении $\rho_{вз}$ на всех пунктах имеют одинаковую форму и различаются по уровню менее чем в 1,5 раза в диапазоне периодов от 1 до 600с. Среднее значение ρ_k , определенное по всем 4 пунктам, на периодах больших 600с, близко к таковому для п.ПКС. Фазы импеданса на п.п.269 и 338, 409 и 79 совпадают, но по форме фазовые кривые для каждой пары отличаются. На периодах больших 20с фазовые кривые на всех пунктах приобретают одинаковую форму и отличаются по величине не более чем на 15°. Интерпретационная кривая была построена путем сочленения средней кривой в диапазоне периодов 3-600с по данным региональных кривых в направлении в-з с кривой в ПКС в принципиальном направлении 100°.

В районе ГМТЗ КРП были рассмотрены региональные МТЗ в п.п.73,75 и п.336 [134,135]. По результатам обработки в п.КРП принципиальное направление соответствует 98°. Фазы импеданса на всех пунктах совпадают с точностью до 10° во всем диапазоне периодов 0,25-4000с. Амплитудные региональные кривые в направлении в-з на п.73 и п.75 с периодов 20-40с, а на п.336- со 100с практически совпадают. Интерпретационная кривая была построена путем сочленения кривой в-з в диапазоне периодов 3-600с в п.75 с кривой в КРП в принципиальном направлении 98°.

Анализ кривых МТЗ в районе пересечения геотраверсов VI и EUROBRIDGE- 97 был рассмотрен выше.

В районе ГМТЗ МКЛ расположены п.п.77,325,326 [134,135] и п.п. 232-234 [53]. Поведение амплитудных кривых на п.п.232-234 и п. 77 характерно для модели с резкой узкой аномалией проводимости квазимеридионального простирания с центром в районе

п.п.233-234. В п.77 нет фазовых кривых. В п.233 и п.234 кривые МТЗ имеются до периодов 400с. Кривые $\rho_{вз}$ на п. п. 232-234 подобны по форме, но отличаются от кривых на остальных пунктах. Фазовые кривые в направлении в-з отличаются и по форме и по уровню. Кривые $\rho_{сю}$ на п.п.232, 77, 325 и 326 подобны по форме, хотя и отличаются по уровню $\rho_{к}$; фазовые кривые в п.325 и п.326 совпадают (в пределах погрешности определения фаз) и отличаются от кривой в п.232. Главное направление импеданса, определенное для GMTЗ МКЛ для диапазона 100-8100с изменяется в пределах 22-34°. Несмотря на такое отклонение от направления, для которого получены региональные кривые, интерпретация была выполнена, так как фазовые кривые на всех пунктах достаточно хорошо согласуются. Расхождение в направлении было учтено путем увеличения погрешности значений использованных региональных кривых. Интерпретационная кривая была составлена путем сочленения осредненной кривой МТЗ-сю в п.п. 232, 77, 325 и 326 с кривой МКЛ-30°.

В районе GMTЗ НСК имеются МТЗ в п.286 [134]. Главное направление импеданса, определенное для GMTЗ НСК для диапазона 100-10800с изменяется в пределах 105-85°. Фазовая кривая в-з в п.286 хорошо согласуется с фазой НСК. Интерпретационная кривая была составлена путем сочленения кривой в-з в п.286 и кривой МТЗ-100° в НСК.

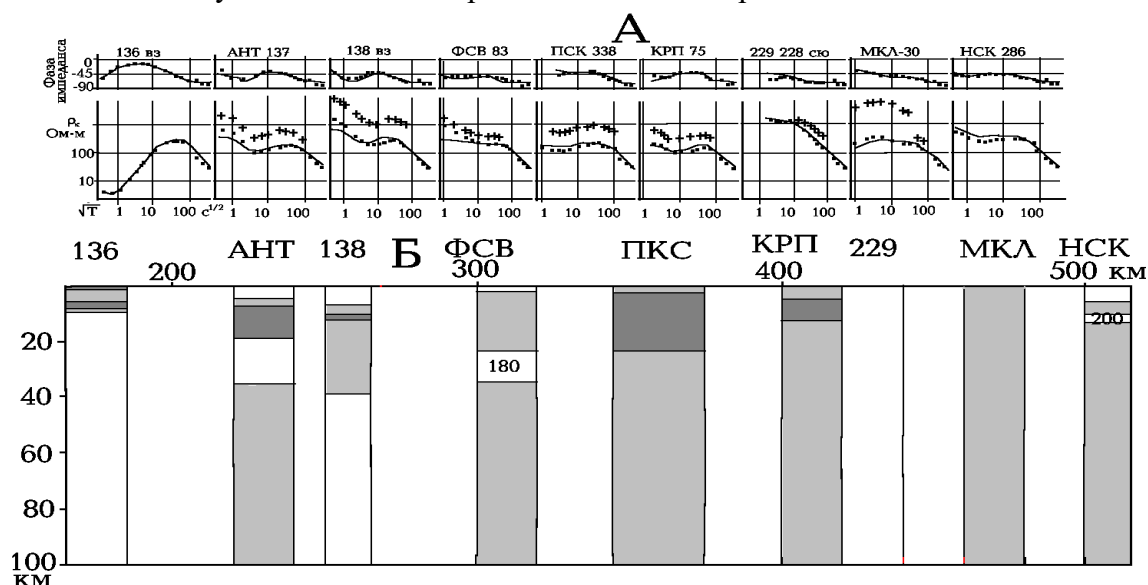


Рис.2.4. Результаты 1D-инверсии кривых МТЗ вдоль профиля Евробридж-97. Условные обозначения см. на рис.2.3.

Как видно из рис. 2.4.А, при хорошем согласии фазовых кривых в диапазоне МТЗ и МВЗ на большинстве пунктов амплитудные кривые подвержены гальваническому влиянию, сместившему амплитудные кривые МТЗ. И на этом профиле ρ пород земной коры составляет тысячи Ом·м. Это видно там, где S верхних 100-1000м не превышает 10-15 См (рис. 2.4.Б).

В геоэлектрической модели земной коры вдоль профиля видны четкие различия. Наиболее выразителен “проводящий” слой на самых северных пунктах профиля. Ввиду малого расстояния между пунктами, можно предположить, что это действительно единый слой. Он залегает приблизительно на глубине 10 км, достигает максимальных значений S (250 См) в п.АНТ, расположенном в пределах Овручского синклиория. Эта зона

соответствует выделенной ранее Коростенской аномалии электропроводности [12].

Далее к югу на территории Волынского блока также отмечаются объекты (их нельзя назвать слоями ввиду большого расстояния между пунктами зондирования) пониженного сопротивления со значением S около 200 См. В земной коре северной части Подольского блока наблюдается проводник с $\rho < 100$ Ом·м (п.КРП) и S порядка 300 См. Южнее у.э.с. пород всей земной коры составляет сотни Ом·м.

Профиль Канев–Молдова. Для построения глубинного геоэлектрического разреза вдоль этого профиля рассмотрены кривые МТЗ от зоны сочленения УЩ и склона Днепровско-Донецкой впадины (ДДВ) до южного склона УЩ (пк0 расположен на границе Украины и Приднестровья).

На южном склоне УЩ было выполнено ГМТЗ СТД, главное направление импеданса в котором для T 20-10800с изменяется в пределах $90-110^{\circ}$. В 22 км к западу имеется региональное МТЗ в п.601 [68], а к востоку – в п.598 [68]. Мощность осадков в районе всех 3 пунктов одинакова, восходящие ветви региональных МТЗ (от 0,1 до 1-2с) мало отличаются по ρ_k , что свидетельствует о совпадении $S_{оп}$ во всем районе. На периодах больших 10с кривая $\rho_{вз}$ в п.601 имеет восходящую ветвь вплоть до 900с, тогда как в п.598 имеется минимум в диапазоне 30-80с. Интерпретационная кривая была построена путем сочленения осредненной кривой $\rho_{вз}$ для п.601 и п. 598 в диапазоне периодов 4-49 с и кривой ГМТЗ СТД-100.

Далее к с-в расположен п.1038 (пк41), интерпретация в котором дана выше.

В 55 км к с-в от СТД было выполнено ГМТЗ в п.СКБ. Главное направление импеданса для п.ГМТЗ СКБ для диапазона 20-10800с изменяется в пределах $25-40^{\circ}$. На одинаковом расстоянии от СКБ имеются региональные МТЗ в п.п.211 (прVI), 1038 (прIV), 349 [134], результаты интерпретации в которых изложены выше. В перекрывающемся диапазоне периодов от 10с фазовые кривые импеданса СКБ-30 и средние фазы в п.п.211, 1038, 349 отличаются не более чем на 5° . Кривые $\rho_{сю}$ отличаются по уровню, а по форме подобны на п.п.211,349 и СКБ. $S_{оп}$ в п.1038 ~ 30 См, а в п.п.211,349 на порядок меньше. Одномерная инверсия была выполнена для интерпретационных кривых, построенных путем сочленения кривой ГМТЗ СКБ-30 с кривой МТЗ сю в п.1038 и в п.п.211,349 в диапазоне $T= 0,14-4$ с (рис. 2.5.А). Геоэлектрический разрез для этих двух вариантов принципиально не различается на глубинах больших 1 км.

Приблизительно в 30 км к востоку от пк96 имеются наблюдения в п.657 [68] (до периодов 4900с). Правую нисходящую ветвь имеет только кривая МТЗ вз. Кривая МТЗ сю до 1600с повторяет по форме предыдущую, но на больших периодах кривая $\rho_{сю}$ идет вверх (фазы практически совпадают). В районе п.657 известно МТЗ в п.329 (до T 6400с). Амплитудные кривые на п.657 и п.329 полностью совпадают. Различия фазовых кривых не превышает 10° . Эти признаки позволяют предполагать одинаковую геоэлектрическую модель для всего района. Для интерпретации взята кривая 657-вз. Ввиду того, что фаза измерена только с периода 9с, разрез построен глубже 10 км.

Вокруг ГМТЗ КНХ (пк126) известны МТЗ в п.п.247,293,294 [134] (наблюдения – до 900с). Главное направление импеданса для п.ГМТЗ КНХ для диапазона 25-10800с изменяется в пределах $10-30^{\circ}$. Кривые МТЗ на п.п.247,293,294 подобны и мало различаются по ρ_k , они подобны и кривым МТЗ на п.211 и п. 349. Форма кривой ρ -20 в п.КНХ, начиная со 100с, подобна региональным кривым МТЗ, фазы практически совпадают с 3бс.

В районе пк162 известны МТЗ в п.660 [68] (наблюдения до 4900с), п. 248 [134] (до 900с). Кривые МТЗ сю на обоих пунктах практически совпадают во всем диапазоне

периодов. Для интерпретации взята кривая $\rho_{с\text{ю}}$ для п.660, фаза для периодов меньших 9 с взята по кривой в п. 248 (т.к. на п.660 фазы известны только для периодов больших 9 с).

Вокруг ГМТЗ БВЦ (пк210) известны МТЗ в п.п.254,255,386,387 [134] и п. 663 [68] (наблюдения – до 900с). Главное направление импеданса для п.ГМТЗ БВЦ для диапазона 25-10800с изменяется в пределах 15-30°. Региональные кривые МТЗ на всех пунктах на периодах больших 1с подобны, хотя и отличаются по ρ_k .

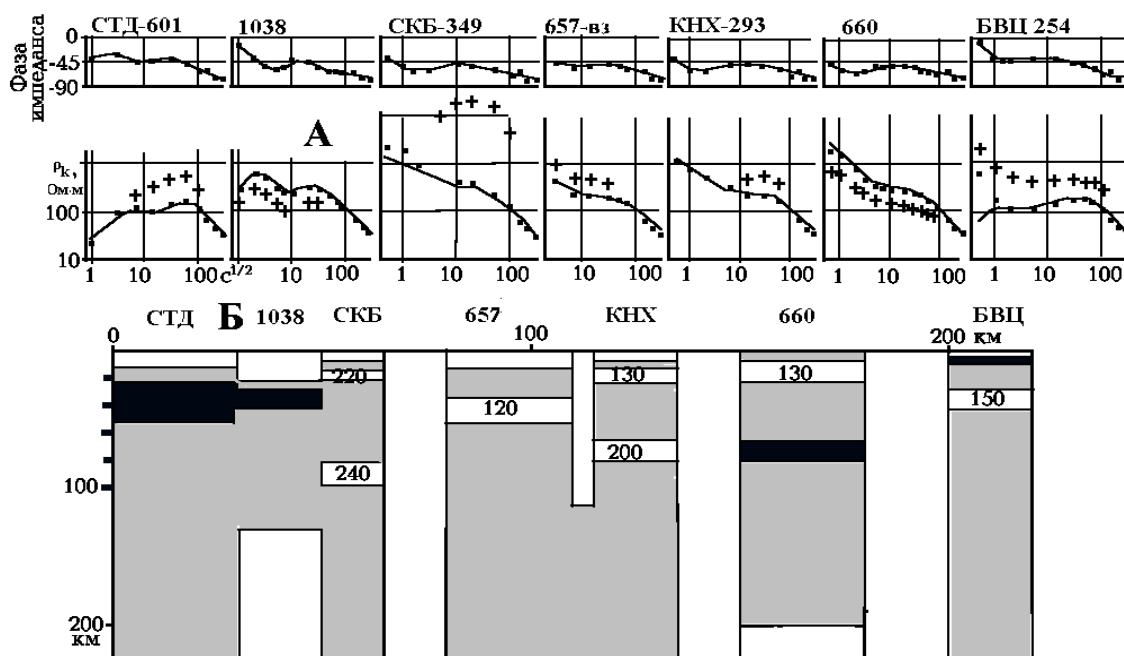


Рис.2.5. Результаты 1D-инверсии кривых МТЗ вдоль профиля Канев-Молдова. Условные обозначения см. на рис.2.3.

Отметим, что кривые МТЗ, приведенные в [134], подобны на всем интервале пк55-210. Они отличаются от приведенных в [68] отсутствием восходящей ветви на кривых ρ_k на периодах меньших 1-2с. Кривая МТЗ-20 в п.БВЦ с 200с практически совпадает с кривой МТЗ 254. Для интерпретационной кривой взяты значения ρ_k МТЗ для п.254 в диапазоне периодов 0,25-49с, на больших периодах - МТЗ-20 в п.БВЦ.

Наблюдения на пунктах ГМТЗ на этом профиле выполнены цифровой станцией. Применение современного комплекса обработки позволило получить кривые зондирования до 3 часов, что позволяет считать разрез до глубин 200-300 км достоверным.

Как видно из рис.2.5.Б, практически вдоль всего профиля имеются “проводящие” слои. Один - в верхней части коры выделяется по поведению региональных кривых МТЗ. Он прослеживается на пк55-210. Исключение составляет результат в п.657, где экспериментальные данные скудны. Если это единый слой (он выделен и в п.211 на пересечении данного профиля с пр.VI.), то его глубина с севера на юг изменяется от 7-8 до 25 км. Величина S остается постоянной - не более 50 См (только в п.БВЦ доходит до 200 См). В низах земной коры и в верхней мантии появляется второй “проводящий” слой. Наиболее уверенно он выделен на юге (до пк40), где глубина его центра около 40 км. Максимальное значение S около 500 См уменьшается к пк40 до 300См и практически до 0 к пк60. Севернее появляется слой на п.660, где экспериментальные данные наименее достоверны.

Южная часть Подольского блока. Здесь нами были выполнены ГМТЗ в нескольких пунктах цифровой магнитотеллурической станцией конструкции ИГФ ПАН [194].

На юго-западе выполнено ГМТЗ ГЛН, главное направление импеданса в котором для диапазона 20-10800с изменяется в пределах 83-90°. Сопоставление с кривой МТЗ вз в п.596, в 12 км к северу, показывает хорошее согласие. Для интерпретации взята обобщенная кривая МТЗ, где до 25с использованы значения амплитуд и фаз кривой МТЗ вз на п.596, на больших периодах - ГЛН-90.

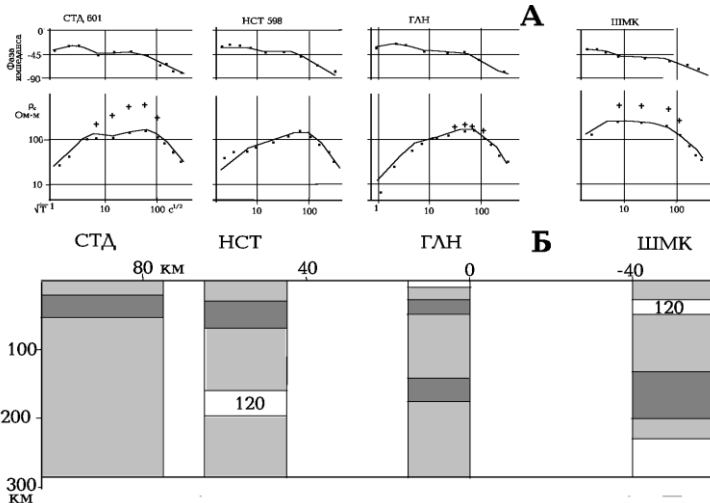


Рис. 2.6. Результаты 1D-инверсии кривых МТЗ в южной части Подольского блока УЩ. Условные обозначения см. на рис. 2.3.

Далее, в 50 км к востоку нами было выполнено ГМТЗ ШМК и имеются наблюдения в п.п.597,592,653 [68]. Главное направление импеданса для ГМТЗ ШМК для Т 10-10800с изменяется в пределах 97-85°. Сопоставление региональных кривых $\rho_{вз}$ с кривой ШМК-90

говорит об их подобии. На кривых ρ_k есть минимум в диапазоне Т = 200-900с. По уровню ρ_k в диапазоне периодов 40-1600с кривые в ШМК и 653 совпадают, а в п.п.597,592 отличаются почти на порядок. Фазы импеданса совпадают (различие не превышает 5°) во всем диапазоне Т= 4-6000с (как для региональных МТЗ, так и для ГМТЗ). Для интерпретации была построена обобщенная кривая МТЗ, где до 100с взяты усредненные значения амплитуд и фаз кривых МТЗ вз на п.592 и п. 653 (наиболее близкие по $S_{оп}$ к ШМК), на больших периодах- значения для кривой ШМК-90. В отличие от многих кривых МТЗ на УЩ, здесь гальванический эффект проявляется только на периодах больших 30с.

В 50 км к северу от ГЛН было выполнено ГМТЗ НСТ, главное направление импеданса в котором для диапазона 20-10800с изменяется в пределах 95-125°. Приблизительно в 28 км от НСТ имеются региональные МТЗ в п.п.598,599 [68]. Кривая МТЗ вз в п.598 полностью совпадает с кривой НСТ во всем диапазоне перекрывающихся периодов. К сожалению, из-за большого фона промышленных помех результаты МТЗ в НСТ получены только с 200с. Для интерпретации была построена обобщенная кривая МТЗ, где до 100с взяты данные по МТЗ 598, а на больших периодах значения по ГМТЗ НСТ. Одномерная инверсия такой кривой (рис.2.6.А) показала плохое амплитудно-фазовое согласие для диапазона периодов, меньше 100с, поэтому при построении разреза учитывались только параметры на глубинах более 10 км.

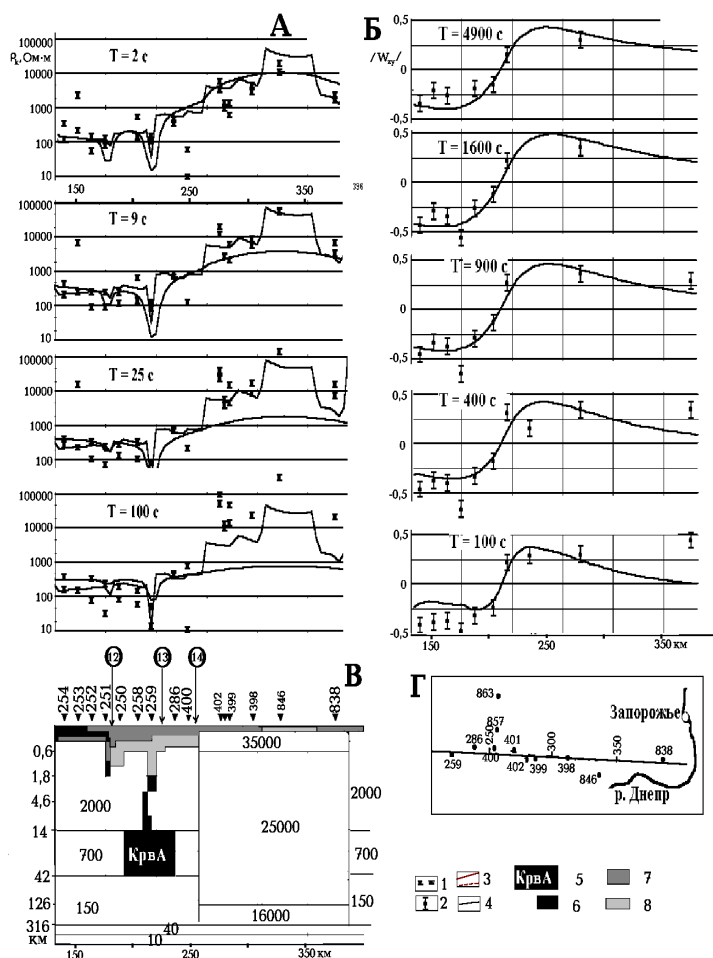
Северо-западнее НСТ, приблизительно в 40 км, было выполнено ГМТЗ СТД, результаты интерпретации которого даны выше.

На территории вдоль юго-западной окраины УЩ выделяется “проводящий” слой в нижней части земной коры (рис.2.6). Его величина S остается постоянной (500-600 См) для п.п.СТД, НСТ, ГЛН и уменьшается приблизительно в 2 раза на п.ШМК. В верхней мантии на п.ШМК и ГЛН появляется “проводящий” слой, глубина центра которого около 150 км.

Суммируя полученный результат в западной части УЩ, можно видеть, что

наиболее крупным элементом геоэлектрического разреза земной коры является “проводящий” слой в низах коры. Его южная граница не определена, видимо, он уходит под склоны УЩ. На западе он выклинивается к линии п.НСК-пк600 пр.VI, на севере – к линии п.657-пк600 пр.VI. Восточная граница не может быть определена ввиду отсутствия пригодных для интерпретации МТЗ севернее пр.IV. Наибольшие значения S этого слоя наблюдаются в южной части Подольского блока.

Профиль Братское-Марганец. На территории Кировоградского и Среднеприднепровского блоков и Криворожско-Кременчугской шовной зоны нет МТЗ, пригодных для одномерной инверсии по принятой авторами методике, поэтому сделана



попытка построить геоэлектрический разрез земной коры вдоль профиля Братское-Марганец с помощью двумерного моделирования, используя опубликованные в [68,69] данные региональных МТЗ и модуль параметра $W_{zy} = H_z / H_y$. Интерпретация экспериментальных данных выполнена по разработанной К.Новожиным в ИГФ РАН программе двумерного моделирования (включающей прямую и обратную задачи) на основе конечно-разностного метода, важной особенностью которой является ее удобный графический интерфейс, созданный П.Ю. Пушкаревым (МГУ, Россия), позволяющий проводить интерпретацию в интерактивном режиме [107].

Рис. 2.7. Сопоставление результатов двумерного моделирования с экспериментальными данными вдоль профиля Братское-Марганец. Кривые ρ_k (А), профильные графики модуля W_{zy} (Б)

- экспериментальные (1, 2) и расчетные (3,4) значения ρ_k и $/W_{zy}/$ соответственно. Вертикальные отрезки – погрешность определения МТ-данных. В - итоговый геоэлектрический разрез (внутри элементов модели указаны их у.э.с. в Ом·м): 5 – наиболее проводящая часть объекта Кировоградской аномалии электропроводности, блоки с у.э.с.: 6 - 1-5, 7 - 5-25, 8 - 25-250 Ом·м. Г – схема расположения интерпретационного профиля.

Параметры вмещающей среды (кристаллической земной коры и верхней мантии) взяты согласно 1D-инверсии совместных данных глубинных МТЗ и МВЗ в обсерватории Киев. По оси x шаг моделирования - 4 км, по вертикали - 100-400 м для верхних 3000 м, 800-1400 м- до глубины 6 км, 2000 м- до 30 км и доходил до 4000-8000 м на глубинах до 66 км. Такие геометрические параметры модели позволяют хорошо учесть латеральные изменения сопротивлений в районе каждого пункта наблюдений и соответствуют поведению магнитотеллурического поля на соответствующих глубинах.

ГЕОЭЛЕКТРИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ ТЕКТОНОСФЕРЫ

Модель подбиралась с максимальным размером составных частей с постоянным и максимальным ρ , мощность осадков учитывалась по [76]. Так как нельзя было сочленивать региональные МТЗ (наблюдения до 900с) и МВЗ, анализировались только амплитудные кривые. Моделирование показало, что породы Среднеприднепровского блока должны иметь сопротивление от 10^5 в коре до 10^4 Ом·м в мантии до 300 км (рис. 2.7.В). Объект Кировоградской аномалии электропроводности располагается в интервале глубин 14-42км западнее Криворожско-Кременчугского разлома. Величина G (параметр введенный И.И. Рокитянским [118], $G = \Sigma h \cdot L / \rho$, где h - мощность блока пород постоянного сопротивления в м, L - его ширина в м) объекта -около $6 \cdot 10^8$ См·м. Он находится в западной части Криворожско-Кременчугской зоны и восточной - Кировоградского блока.

Приазовье. На территории Орехово-Павлоградской зоны (ОПЗ) и Приазовского блока (рис.2.8) известны наблюдения МТЗ в нескольких десятках пунктов, выполненные в разные годы ЦГЭ [68,69]. В ОПЗ МТЗ есть в п.п.832-836. Кривые ρ_k на всех пунктах имеют одинаковый вид (абсолютные значения уменьшаются с севера на юг на два порядка) – восходящая ветвь и максимум на периодах 400-900с (более четкий на кривых $\rho_{сью}$). Фазовые кривые импеданса практически совпадают на всех пунктах, их значения в интервале периодов 1-100с менее $10-15^\circ$, на больших периодах наблюдается резкое увеличение фазы. Так как период наблюдений не превышает 900с, интерпретация этих кривых не проводилась.

Все кривые ρ_k в пределах Западно-Приазовской части блока (ЗП) на периодах $>1с$ имеют восходящие ветви, отвечающие значению $S_{оп}$ не более 100См. Амплитудные кривые трудно поддаются группированию. Часто в близко расположенных пунктах при практически совпадающих ρ_k на периодах до 10-40с на больших T форма кривых резко различается; совпадают ρ_k вз и сью. Фазовые кривые импеданса делятся на две группы. Первая (п.п.629, 1069-1074, 825, 827, 828, 899, 895, 894, 808, 805 - рис.2.8). характеризуется наиболее простым видом: на периодах до 20-100с значения фаз не превышают 10° , на больших периодах они резко увеличиваются. Форма кривых $\rho_{вз}$ и $\rho_{сью}$ одинакова. Чаще всего кривые ρ_k этой группы имеют восходящую ветвь вплоть до 400-900с, затем максимум и нисходящую ветвь на периодах $>1000с$ (по виду им подобны кривые МТЗ в ОПЗ). Сопоставление с различными геолого-тектоническими построениями показывает, что эти пункты (629, 1069-1074, 825, 827, 828) отражают геоэлектрический разрез земной коры ОПЗ и северной части блока в пределах архейской амфиболит-гнейсовой области и примыкающего склона блока. Учитывая наличие наблюдений в необходимом диапазоне периодов, для интерпретации взяты осредненные кривые по направлениям в близких по $S_{оп}$ в п.п. 629-1069, 827-1071, 828-1072-1073. Для всех пунктов наблюдается нарушение амплитудно-фазового соответствия для кривых МТЗ обеих поляризаций. Восходящие ветви амплитудных кривых правильно отражают $S_{оп}$, которые согласуются с данными зондирования на постоянном токе. Тогда как, согласно фазовым данным амплитудные кривые на всех пунктах должны быть опущены для всего диапазона периодов. Близки к этому типу кривые МТЗ в п.п.812-730. Восходящие ветви амплитудных кривых МТЗ правильно отражают $S_{оп}$, но фазовым кривым соответствует намного большее значение $S_{оп}$.

Во второй группе кривые ρ_k имеют восходящую ветвь до периодов около 10с, на больших T начинается понижение ρ_k с минимумом в районе 100с, затем идет восходящую ветвь до 400-900с. Фазовые кривые импеданса имеют одинаковый вид,

ГЕОЭЛЕКТРИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ ТЕКТОНОСФЕРЫ

характеризующийся наличием минимума в диапазоне T 20-100с. В разных зонах изменяется частотный диапазон зоны минимума и правого максимума. Начнем рассмотрение с п.811,814-818,820-824, 829-831,630, в которых минимум на фазовых кривых наиболее выразителен.

Сопоставление с различными геолого-тектоническими построениями показывает, что эти пункты отражают геоэлектрический разрез земной коры большей части ЗП. Для многих пунктов характерно различие в поведении кривые $\rho_{сЮ}$ и $\rho_{вЗ}$. На кривых $\rho_{сЮ}$ восходящая ветвь протягивается от 1с и менее и на $T > 900с$ (там, где есть наблюдения) достигает максимумом, затем - нисходящая ветвь. На кривых $\rho_{вЗ}$ проявляется минимум на периодах 60-120с. На $T > 900с$ на п.823 наблюдается нисходящая ветвь, в то время как на п.817 и 824, расположенных в 30 км от него, наблюдается четкая восходящая ветвь. Учитывая наличие наблюдений в необходимом диапазоне периодов для интерпретации взяты кривые по направлениям в п. 811,814-815,817-818, 822,823,829-830. Для всех пунктов

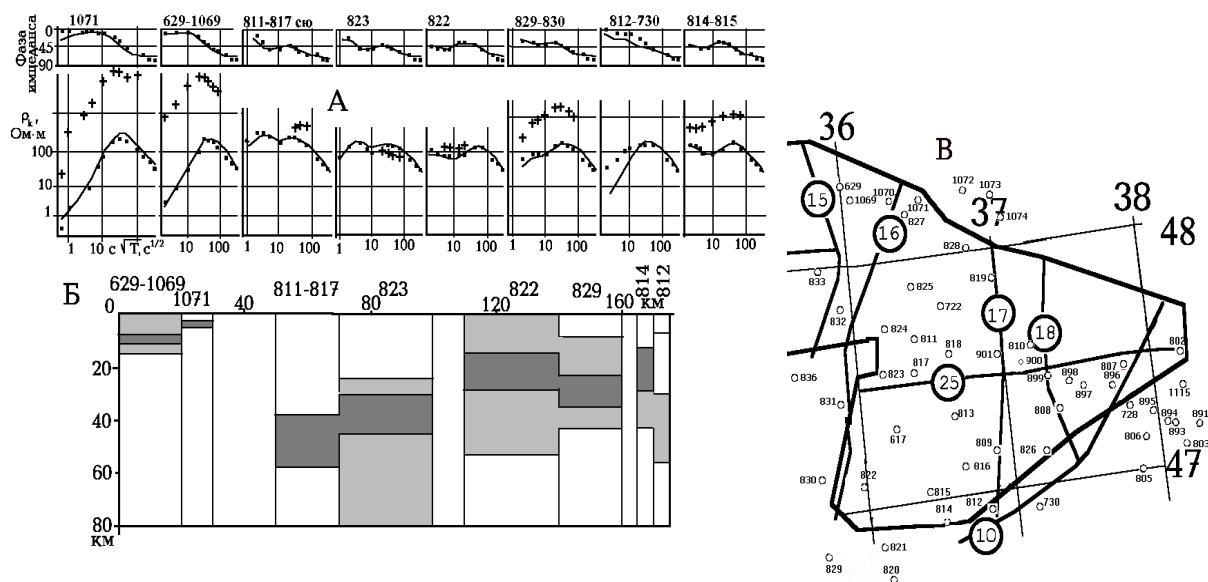


Рис. 2.8. Приазовский блок. А - сопоставление кривых: 1,2 – экспериментальные значения (1 - неоткорректированные, 2 - откорректированные), 3 - расчетные. Б – геоэлектрические разрезы согласно инверсии ОССАМ, значения ρ : 4 - менее 100, 5 – 100-400, 6 – более 400 Ом·м. В - расположение пунктов МТЗ в ОПЗ и на Приазовском блоке. Названия разломов - на рис. В.2.

наблюдается плохое амплитудно-фазовое соответствие для кривых МТЗ $\rho_{вЗ}$, которое выражается в несоответствии фазы величине ρ_k на $T < 100с$ и изменении коэффициента искажения для различных диапазонов частот (рис.2.8.А). Амплитудно-фазовое соответствие для кривых МТЗ $\rho_{сЮ}$ практически на всех пунктах удовлетворительное. Отсутствие значений фаз на периодах $< 4с$ позволяет рассматривать параметры геоэлектрического разреза только с глубин более 1 км.

На восточной части ПМ (ВП) наблюдения выполнены в п.802,803,805-807, 891-896. Только в п.892 есть кривая МТЗ до $T=2500с$, на остальных - 900с. На большинстве пунктов наблюдается понижение ρ_k в диапазоне $T=25-100с$. На периодах $> 100с$ ρ_k растут, даже в п.892 не достигая максимума, правых нисходящих ветвей нет. Построение геоэлектрического разреза принятой методикой в этом регионе невозможно.

Результаты интерпретации и на этом профиле показывают, что ρ пород коры составляет тысячи Ом·м. Наиболее непроводящая - северная и центральные части ЗП. Во всех частях блока встречаются “проводящие” слои (рис.2.8.Б). На северных пунктах слой залегает в верхних 10км и имеет S 200-250См. В центре блока (п.811,817,823) “проводящий” слой с максимальными S около 500См располагается в нижней части коры. На юге - на глубинах 15-30 км (п.822,829,814). Параметры проводника могут измениться с появлением кондиционных кривых МТЗ, т.е. а) выполненных в диапазоне периодов, обеспечивающих уверенное сочленение данных МТЗ и МВЗ, б) обработанных с помощью современных программ и построенных в главных направлениях импеданса.

Учитывая большую неопределенность данных региональных МТЗ (отсутствие определений основных направлений матрицы импеданса, совпадение кривых ρ_k разной поляризации на соседних пунктах, плохое амплитудно-фазовое согласие и др.), полученные в этом разделе результаты одномерной инверсии должны рассматриваться как ориентировочные. Количественную оценку погрешности параметров моделей дать трудно. Наиболее достоверны особенности разреза, повторяющиеся не менее чем на двух соседних пунктах.

2.2. Кировоградская аномалия электропроводности

2.2.1. Геоэлектрическая модель по данным двумерной интерпретации.

Кировоградская аномалия электропроводности (КрВА) была обнаружена впервые сотрудниками ИГФ НАН Украины в 1967 г. на УЩ, ее первая интерпретация приведена в [120]. К 1975 г. обработка всех магнитовариационных данных (которая проводилась вручную с использованием лишь видимых амплитуд отдельных вариаций) была завершена – построены стрелки Визе для большинства пунктов (рис.2.9) и профильные графики нормированных к геомагнитной обс.Киев горизонтальных компонент геомагнитного поля для нескольких профилей в диапазоне периодов от 300-400 до 1800-2500с (погрешность определения не оценивалась). Выполнена качественная интерпретация - определена G порядка 2×10^8 См·м. В результате многолетних магнитовариационных исследований сотрудниками ИГФ НАНУ аномалия была протрассирована от Херсона на юге до широты Сум на севере и построены стрелки Визе во всех пунктах [96]. В последующие годы с использованием результатов ручной обработки была выполнена интерпретация по нескольким профилям на УЩ с использованием различных методик [4,5,9]. Производственными геофизическими организациями в районе аномалии в 80-90-х годах прошлого столетия были выполнены многочисленные региональные МТ-наблюдения [68,121,134,135] и получены кривые МТЗ в диапазоне периодов от 0,1-9 до 900с (в некоторых пунктах - до 3600с). Магнитовариационные параметры для большинства пунктов представлены лишь в виде модулей в диапазоне T от 0,1-9 до 900с. Основной объем наблюдений выполнен на УЩ, в ДДВ аномалия изучена слабо. До настоящего времени в доступной печати опубликованы лишь данные качественной интерпретации результатов МТЗ [53]. В работе [9] приведены результаты двумерного моделирования с привлечением данных МТЗ, но без подробного сопоставления экспериментальных и модельных данных. До сих пор неясно, существует ли некая единая модель, объясняющая аномальное поведение компонент МТ поля для всего рассматриваемого региона?

В настоящей работе ответ на этот вопрос ищется с помощью двумерного (2D) численного моделирования вдоль 5 субширотных профилей, пересекающих аномальную область от южного склона УЩ до северного борта ДДВ. В качестве экспериментальных данных используются, в основном, индукционные стрелки определенные нами по

ГЕОЭЛЕКТРИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ ТЕКТОНОСФЕРЫ

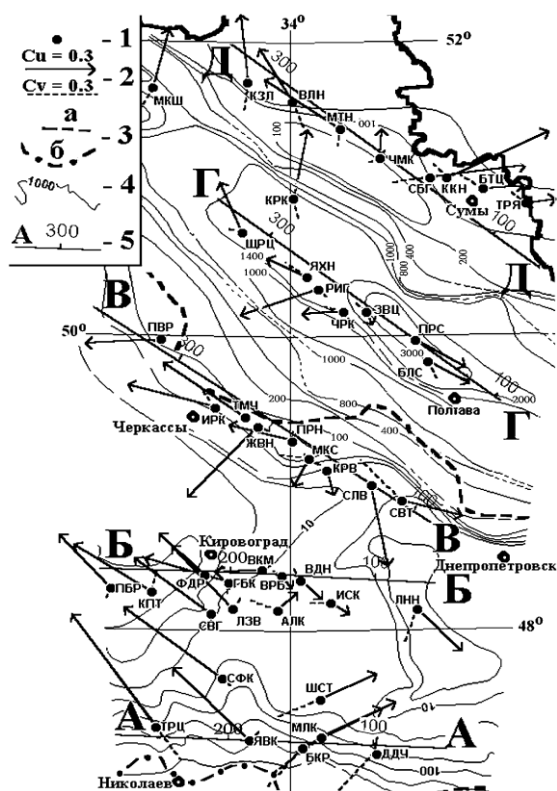


Рис. 2.9. Кировоградская аномалия электропроводности. 1 - пункты наблюдений, 2 - индукционные стрелки C_u , C_v на периоде 1600с, 3 - а) бортовые разломы Днепровско-Донецкого рифта, б) граница УЩ, 4 - изолинии $S_{оп}$ по [68,95], 5 - линии интерпретационных профилей.

результатам наблюдений, выполненных сотрудниками ИГФ НАНУ (при активном участии авторов) в разные годы аналоговыми магнитовариационными станциями СКБ Физического приборостроения (Москва) и цифровой магнитоэлектрической станцией, разработанной на обсерватории Бельск (Польша) [194].

Магнитовариационные параметры. Измерительные установки в большинстве пунктов ориентированы по меридиану (ось x) и широте (ось y). Магнитовариационные параметры определенные вручную (стрелки Визе), не удовлетворяют современным требованиям, предъявляемым к

экспериментальным данным при их интерпретации. Нами были переобработаны магнитограммы на всех пунктах в районе аномалии.

В результате обработки магнитных компонент на отдельном пункте с использованием линейного соответствия $H_z = W_{zx} H_x + W_{zy} H_y$, можно определить передаточные функции W . При двумерном моделировании нами использовались передаточные функции в виде индукционных стрелок, которые представляются в виде реальных ($C_u = \text{Re}W_{zx} + \text{Re}W_{zy}$) и мнимых ($C_v = \text{Im}W_{zx} + \text{Im}W_{zy}$) частей (рис.2.9). Для модели тонкого слоя вычислялись реальные ($\text{Re}W_{zx}$, $\text{Re}W_{zy}$) и мнимые ($\text{Im}W_{zx}$, $\text{Im}W_{zy}$) части передаточных функций.

Вычислению индукционных стрелок на пунктах с аналоговой записью предшествовала трудоемкая работа по оцифровке магнитограмм, потребовавшая разработки специальной методики. Минимальная длина реализаций на всех пунктах составляла 36 часов.

При оценке геоэлектрических параметров разреза при моделировании большое значение имеет оценка погрешности исходных данных, особенно при решении обратной задачи. В результате обработки магнитных компонент на отдельном пункте были определены C_u и C_v (положительные значения азимута стрелки откладываются от направления на север по часовой стрелке) в диапазоне периодов от 60-100с до 6400-10800с [99,100]. Значения стрелок определены с погрешностью на пунктах: с цифровой записью 0,02-0,04 и 3^0 - 5^0 , а с аналоговой записью 0,04-0,07 и 5^0 - 10^0 (соответственно для модулей и их азимутов).

Для профиля вдоль южного склона УЩ (А-А на рис.2.9) период максимума частотной характеристики (T_M) C_u на большинстве пунктов приходится на интервал 900-1600с и достигает величины 0,5-0,6. В этом же интервале периодов величина C_v в 3-8 раз меньше C_u , а азимут C_v резко изменяется (до 180^0) при переходе в область периодов, больших T_M . Азимут C_u на всех пунктах западнее 33^0 в.д. в диапазоне периодов 100-

2500с составляет 310-330⁰, тогда как на пунктах восточнее он изменяется и становится равным 10-70⁰.

Между проводящими объектами и геометрией магнитовариационных аномалий существуют соотношения, определяемые законом Био-Савара. Над средней частью проводника, вытянутого вдоль оси x , модуль параметра $W_{zy} = H_z / H_y$ близок к нулю и имеет экстремумы слева и справа от проекции краев проводящего объекта на земную поверхность. Расстояние между экстремумами растет с увеличением глубины залегания проводника. Реальная часть W_{zy} меняет знак и имеет минимум слева и максимум справа относительно середины проводника. Поэтому при близком (по латерали или вертикали) расположении проводников в связи с суперпозицией поля указанные выше соотношения для параметра W_{zy} могут сильно изменяться.

На основании анализа данных электроразведочных методов на постоянном токе с привлечением данных каротажа нами была построена карта $S_{оп}$ Южно-Украинской моноклинали - ЮУМ (рис.2.9). Согласно карте изолинии $S_{оп}$ протягиваются здесь параллельно границе склона УЩ и согласуются с изолиниями мощности осадочных пород [76]. Максимальные значения $S_{оп}$ отвечают максимальной мощности на расстоянии около 70 км к югу от большинства пунктов наблюдений. C_u и C_v вблизи профиля должны приобретать большие значения и направление на север. При наличии проводящих неоднородностей квазимеридионального простирания индукционные стрелки должны иметь заметную величину далеко от ее оси и перпендикулярное ей направление. В результате суперпозиции аномальных полей от ЮУМ и КрВА реальные стрелки индукции должны быть направлены на северо-запад западнее оси КрВА и к северо-востоку восточнее оси. Эти признаки отмечаются на всех пунктах профиля (рис.2.9), что свидетельствует о наличии объекта с осью в районе 33⁰ в.д..

Для профиля вдоль оси УЩ (Б-Б на рис.2.9), совпадающего с геотраверсом IV, в диапазоне периодов 400-6000с видна смена азимута C_u почти на 180⁰ в районе 33⁰ в.д. при переходе с северо-запада (280⁰-330⁰) на юго-восток (120⁰-160⁰). Период T_m частотной характеристики C_u приходится примерно на 1600с на пунктах западнее 33⁰ в.д. и 900с на пунктах восточнее. Максимальные значения C_u на удалении 40-80 км к западу от 33⁰ в.д. приближаются к 0,4, а к востоку – не превышают 0,14. Влияние промышленных помех Криворожского промышленного комплекса не дает возможности регистрации вариаций МТ-поля по более плотной сети к востоку от 33⁰ в.д.. В диапазоне максимума частотной характеристики C_u (900-1600с) значение C_v уменьшается до менее 0,1. Азимут C_v на пунктах северо-восточнее 33⁰ в.д. резко изменяется от 280-330⁰ до 120-160⁰, а на пунктах юго-западнее - от 120-200⁰ до 210-280⁰ (в диапазоне периодов 1000-2000с).

Для профиля вдоль северного склона УЩ (В-В на рис.2.9) период максимума частотной характеристики C_u на большинстве пунктов приходится на интервал 900-1600с (лишь на п.СВГ T_m - на 400-625с) и достигает величины 0,4-0,45. В этом же интервале периодов амплитуда C_v достигает минимальных величин, в 3-8 раз меньших C_u , а азимут C_v резко изменяется (до 180⁰) при переходе в область периодов $>T_m$. Эти признаки видны на пунктах западнее 33⁰ в.д.. Азимут C_u здесь в диапазоне периодов 100-2500с составляет 260-280⁰. Восточнее 33⁰ в.д. азимуты C_u становятся равными 140-170⁰, а азимут C_v принимает значения 280-320⁰ при переходе в область периодов $>T_m$.

Согласно карте $S_{оп}$ территории ДДВ и северного склона УЩ [95], максимальные значения $S_{оп}$ наблюдаются в наиболее глубокой части ДДВ в пределах рифта (рис.2.9). В соответствии с этим значения C_u и C_v на бортах рифта должны достигать максимума и иметь направления от оси ДДВ. Расстояние от пунктов наблюдений вдоль профиля до центра максимальных значений $S_{оп}$ в ДДВ составляет 100-120 км, но до изолинии 1000

См расстояние уменьшается приблизительно на 20 км для пунктов восточнее Кременчуга. В результате суперпозиции аномальных полей от ДДВ и КрВА S_u должны быть направлены на юго-запад западнее оси аномалии и на юго-восток восточнее оси. Эти признаки отмечаются (рис.2.9) на всех пунктах за исключением расположенных вблизи предполагаемой оси КрВА. В последних ориентация стрелок соответствует распределению $S_{оп}$ в ДДВ.

Для профиля вдоль оси ДДВ (Г-Г на рис.2.9) T_m для S_u (более 0,3 на п.РИГ и около 0,3 на пунктах ПРС и БЛС) приходится на интервал 1000-1600с (рис.2.9). В соответствии с картой $S_{оп}$ на оси ДДВ значения S_u и S_v должны быть близкими к нулю. При наличии проводящих неоднородностей квазимеридионального простирания стрелки индукции на оси ДДВ будут иметь заметную величину на пунктах, удаленных от ее оси и широтное направление. Стрелка S_u в диапазоне частот, близком к T_m , на п. РИГ и ПРС (расположенных примерно в 40 км по обе стороны от предполагаемой оси аномалии) по величине лишь немного меньше, чем стрелка S_u в п.КРК на борту ДДВ (рис.2.9). Азимут S_u на всех пунктах северо-западнее п.ЗВЦ (предполагаемая ось аномалии) в диапазоне периодов 900-6400с составляет $250-300^{\circ}$, тогда как на пунктах юго-восточнее он изменяется до $120-140^{\circ}$. Амплитуда S_v в диапазоне максимума частотной характеристики S_u уменьшается на полпорядка, а азимут S_v резко изменяется при переходе в область периодов, больших T_m . Такое поведение индукционных стрелок указывает на наличие квазимеридионального проводника с осью в районе п.ЗВЦ.

Таким образом, поведение S_v и S_u на профилях (соответствие максимумам S_u минимумов S_v , совпадение направления S_v с S_u на периодах до максимума частотной характеристики и изменение на противоположное на больших периодах) характерно для двумерных проводящих структур. Линия, относительно которой происходит смена направлений стрелок на территории УЩ проходит в районе 33° в.д., а на территории ДДВ ее азимут отклоняется на 20° к востоку.

Магнитотеллурические зондирования. Региональные МТЗ [68,69,134] выполнены на территории ДДВ (до р.Днепр на юге) с азимутом установок с 20° в и с 110° в, а на УЩ - 0° и 90° . Были проанализированы кривые МТЗ более чем в 60 пунктах в полосах шириной до 20 км вдоль интерпретационных профилей. С помощью одномерного моделирования была определена мера амплитудно-фазового согласия для кривых МТЗ. На большинстве кривых МТЗ амплитудно-фазовое согласие оказалось плохим (невязка фазы и амплитуды превышает 10%). Была проведена оценка качества кривых МТЗ по их повторяемости в соседних пунктах. Оказалось, что значения ρ_k в пунктах, расположенных на расстоянии менее 5 км, часто отличаются в два и более раз практически во всем диапазоне периодов, тогда как фазы импеданса отличаются для тех же пунктов в пределах погрешности (менее 10°). Для дальнейшей интерпретации были взяты кривые МТЗ, которые согласуются с плавным изменением геоэлектрических параметров разреза вдоль профиля. На некоторых профилях встречаются участки, где соотношение амплитудных кривых МТЗ на периодах более 1с характерно для проводящего разлома. На таких участках для дальнейшей интерпретации не использовались пункты, в которых в качестве поперечных выступают кривые $\rho_{сю}$. Это обусловлено квазиширотным простиранием профилей, меридиональные кривые МТЗ при моделировании рассматриваются как продольные.

Двумерное моделирование. Интерпретация всех экспериментальных данных выполнена по программе двумерного моделирования (включающей прямую и обратную задачи) [107]. Параметры вмещающей среды (кристаллической земной коры и верхней мантии) взяты согласно 1D инверсии совместных данных глубинных МТЗ и МВЗ в

ГЛАВА 2

обс.КИВ. По оси x шаг моделирования для всех моделей составлял 4 км. По вертикали для профиля вдоль оси ДДВ - 100-200 м для верхних 1300 м, 400 м - до 4 км, 800 м - до 13 км и 1000-5000 м - на глубинах до 24 км; для профилей на УЩ - 100-200 м для верхних 1400 м, 400 м - до 3 км, 2000-8000 м - на глубинах от 6 до 50 км. Такие геометрические параметры позволяют хорошо учесть латеральные изменения ρ в районе каждого пункта наблюдений и поведение МТ-поля на соответствующих глубинах.

При моделировании учитывалось в первую очередь согласие модельных и экспериментальных данных в диапазоне периодов 900-1600с (т.е. для T_m), для которых условие двумерности выполняется наилучшим образом. Подбирались максимальные размеры блоков с постоянным и максимальным ρ , подошва осадков в ДДВ принята по [2], а на УЩ по [76]. Наблюденные значения реальных (C_{uexp}) и мнимых (C_{vexp}) частей экспериментальных индукционных стрелок были спроектированы на линии интерпретационных профилей (перпендикулярных предполагаемому простиранию оси аномалии). Положительными считались значения, азимут которых составлял для профилей на УЩ от 0^0 до 180^0 , а в ДДВ от 20^0 до 200^0 (ноль направлен на север).

Моделирование данных МТЗ и МВП выполнялось в несколько этапов. На первом по кривым МТЗ решалась задача подбора геоэлектрических параметров верхней части разреза (до глубин 1000-3000м), содержащего проводящие отложения. Сначала проводился подбор моделей, удовлетворяющих амплитудным кривым МТЗ. Этот процесс заканчивался при условии согласия модельных и наблюдаемых кривых обеих поляризаций в максимальном диапазоне периодов или, если данные по поляризациям требовали взаимоисключающих изменений модели. Полученная модель использовалась для сопоставления и уточнения ее параметров с наблюдаемыми фазами импеданса. На следующем этапе полученный геоэлектрический разрез использовался для подбора модели, удовлетворяющей магнитовариационные данные, в качестве которых использовались в 90% пунктов полученные нами индукционные стрелки.

На всех профилях анализировались две принципиальные модели строения. Одна модель (О) содержала проводящие объекты только в верхнем приповерхностном слое, во второй (ОК) для объяснения поведения магнитовариационных параметров кроме них введены глубинные проводящие объекты. Детальное описание методики и результатов моделирования приведены в [100].

На профиле вдоль южного склона УЩ для модели А-А-О расчетные и экспериментальные значения кривых МТЗ (в 10 пунктах) и магнитовариационных параметров для всех пунктов профиля хорошо согласуются для $T < 100$ с и не согласуются для больших периодов. Для модели А-А-ОК, используя только индукционные стрелки (для уплотнения сети в западной части профиля были взяты значения модуля W_{zx} на п.п. 535 [68], 248 [53] и 609 [68]), удалось подобрать распределение аномально проводящих объектов на фоне модели А-А-О. Хорошее согласие расчетных и наблюдаемых значений C_u и C_v наблюдается (невязки не превышают тройной погрешности измерений) в диапазоне периодов 100-6400с почти на всем профиле, за исключением крайнего восточного пункта (ДДЧ). В настоящее время можно объяснить поведение C_u в ДДЧ либо наличием к востоку от пункта квазимеридиональной аномалии электропроводности, либо неучтенным влиянием аномалии в магнитном склонении (при большом отрицательном склонении C_u изменит ориентацию, изменится величина ее проекции на профиль).

Аномальная область в модели А-А-ОК, ρ пород которой отличается от вмещающей среды более чем в 5 раз, располагается в интервале глубин 16-42 км. Наиболее проводящая часть области с сопротивлением менее 200 Ом·м располагается на тех же

глубинах, G объекта A составляет $\sim 2.9 \cdot 10^8$ См·м (рис.2.10).

На профиле вдоль геотраверса IV подобранная по амплитудным кривым МТЗ модель Б-Б-О выявила несколько проводящих объектов до глубин 1800м. Этот профиль является наиболее представительным по количеству данных МТЗ (более 30), поэтому остановимся подробнее на результатах.

Согласно карте $S_{оп}$ УЩ (рис.2.9) на западе профиля ближе к продольным должны быть кривые ρ_{yx} , на востоке - ρ_{xy} , в центре взаимное положение экспериментальных кривых ρ_{xy} и ρ_{yx} меняется от пункта к пункту. На пк0-88 удается подобрать модель, примерно удовлетворяющую общему уровню наблюдаемых кривых МТЗ на всех периодах. Введение вертикальных проводящих объектов на пк80-88 и 236-244 опирается на кривые ρ_k , а на пк130-160 - на фазовые кривые. Восточнее пк100 экспериментальные амплитудные кривые обеих поляризации лежат на порядок выше расчетных и не удается подобрать модель, удовлетворяющую наблюдаемым данным. Расчетные и экспериментальные C_u и C_v для всех пунктов хорошо согласуются до периодов < 400 с и не согласуются для больших T .

Для модели Б-Б-ОК на основании только индукционных стрелок удалось подобрать распределение аномально проводящих объектов на фоне модели Б-Б-О. Невязки расчетных и наблюдаемых C_u и C_v на периодах 100-10800с не превышают погрешности измерений почти на всех пунктах. Аномальная область A (рис.2.10) располагается в интервале глубин 20-42 км, G около $4 \cdot 10^8$ См·м. Отсутствие данных между п.п.ИСК и ЛЕН не позволяет построить обоснованную модель для этого участка. Один из вариантов, уменьшающий величину невязки в п.п.ВДН и ИСК, предусматривает наличие проводящего объекта (Б) на пк172-200 с глубинами 28-42км и G порядка $1.9 \cdot 10^8$ См·м.

Сопоставление расчетных значений по модели Б-Б-ОК с данными МТЗ показало следующее. Для ТЕ- и ТМ-моды наблюдается согласие амплитудных значений вдоль всего профиля для периодов < 100 с. Над глубинной проводящей областью нисходящие ветви амплитудных кривых и фазовые кривые МТЗ на периодах > 10 с достаточно хорошо коррелируют с расчетными. Но эта корреляция качественная, т.к. в одних случаях расчетные значения совпадают с кривыми сю, в других - вз, в третьих - лежат между ними, т.е. МТЗ как бы подтверждают наличие проводника, но его параметры по данным такого качества не могут быть определены количественно. На одном из отрезков профиля на периодах до 100с согласование кривых лучше для модели без глубинного проводника.

На профиле вдоль северного склона УЩ для всех использованных МТЗ (10 пунктов) удается подобрать модель (В-В-О), удовлетворяющую наблюдаемым амплитудным кривым обеих поляризации на периодах до 4с, соответствующих глубине проникновения МТ-поля на всю мощность осадков. Полученный разрез отражает изменение их мощности вдоль профиля, хорошо согласующееся с картой гипсометрии фундамента [76]. В диапазоне $T = 49-100$ с наблюдаемые значения отклоняются от расчетных в большую и меньшую сторону. Восточнее пк250 наблюдаемые кривые обеих поляризации лежат выше расчетных и не удается подобрать модель, удовлетворяющую экспериментальным данным. Модельные значения фаз поперечного импеданса удовлетворяют наблюдаемым для $T < 49$ с. Наблюдаемые профильные графики значений C_u и C_v в диапазоне T до 100с хорошо согласуются с расчетными вдоль всего профиля. Для больших периодов четко видно отсутствие связи геоэлектрического разреза осадочного чехла с наблюдаемыми значениями индукционных стрелок.

На рис. 2.10 представлена модель В-В-ОК, для которой различия расчетных и экспериментальных значений C_u и C_v в диапазоне периодов 400-6400 с не превышают

ГЛАВА 2

двойной ошибки измерений. Аномальная область состоит из двух объектов. Один из них (А) располагается в интервале глубин 26-34 км на участке профиля пк269-297, другой (Б)

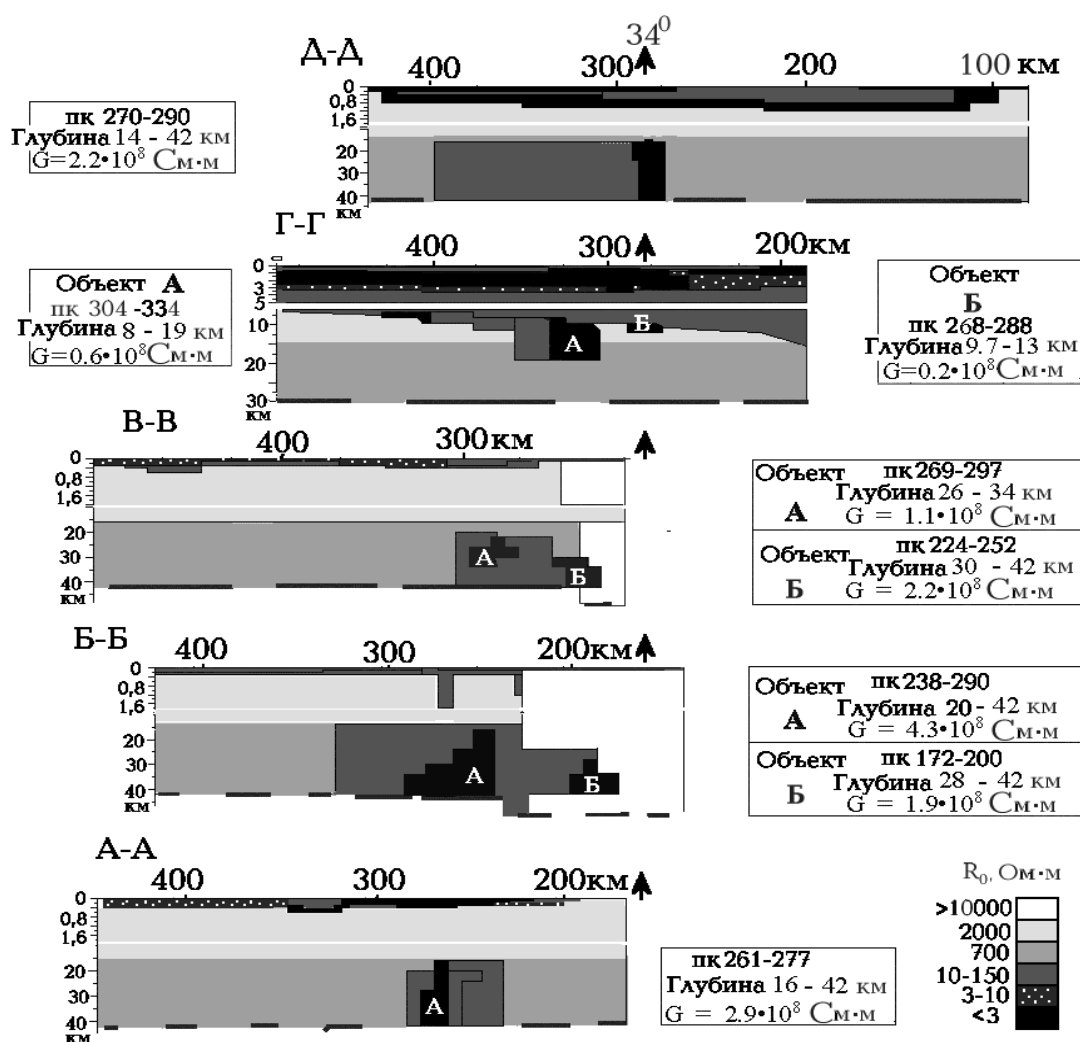


Рис. 2.10. Геоэлектрические разрезы вдоль интерпретационных профилей (внутри элементов модели указаны их ρ в Ом·м).

- на 30-42 км на пк308-336. У.э.с. наиболее проводящей части объекта А составляет 0,8-1 Ом·м, Б - 1-2 Ом·м. G объекта А $\sim 1.1 \cdot 10^8 \text{ См} \cdot \text{м}$, Б - $2.2 \cdot 10^8 \text{ См} \cdot \text{м}$. Отсутствие данных восточнее п.СВТ не позволяет построить более обоснованную модель объекта Б.

Сопоставление расчетных значений от модели В-В-ОК с данными МТЗ показало, что для ТЕ-моды наблюдается согласие расчетных и экспериментальных значений фаз импеданса вдоль всего профиля для периода 900 с. Над глубинной проводящей областью, согласно модельным данным, должно наблюдаться максимальное изменение фазы импеданса в интервале периодов 1600-3600с. Отсутствие данных МТЗ в этом интервале не позволяет привлекать их к интерпретации. Аномальный эффект глубинной проводящей области на фазы кривых МТЗ для ТМ-моды практически отсутствует.

На профиле вдоль оси ДДВ надежнее всего можно исследовать вопрос наличия квазимеридиональных проводящих объектов под осадочным чехлом по

ГЕОЭЛЕКТРИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ ТЕКТОНОСФЕРЫ

магнитовариационным данным. Для интерпретации использовались только магнитовариационные параметры в диапазоне периодов 100-10800с, которые были спроецированы на линию профиля. Модель Г-Г-О содержит проводящие объекты только в осадочном чехле и подстилается высокоомными породами рифея и кристаллического фундамента, в модели Г-Г-ОК для объяснения поведения магнитовариационных параметров, кроме проводящих объектов в осадочном чехле, введены более глубокие.

Для модели Г-Г-О максимум частотной характеристики C_u приходится на $T=1600$ с, но расчетные значения для всех пунктов профиля ниже экспериментальных для $T>400$ с. Для модели Г-Г-ОК удалось подобрать распределение аномально проводящих объектов на фоне модели Г-Г-О. По сравнению с последней улучшилось согласие расчетных и наблюдаемых значений C_u и C_v в диапазоне T от 900 до 10800с (невязки в пунктах максимума профильных графиков уменьшились почти вдвое). Проводящая область в низах осадков распадается на три объекта (рис.2.10) с ρ менее 10 Ом·м. Западный объект располагается на ПК400-428 на глубинах 6,5-8,9 км, его G - около $2 \cdot 10^7$ См·м. Второй объект (А), в основном определяющий аномальное поведение индукционных стрелок вдоль профиля, располагается на ПК304-234 на глубинах 8-19 км, его G - $6 \cdot 10^7$ См·м. Третий объект (Б) находится на ПК268-288 на глубинах 9,7-13 км, его G составляет около $2 \cdot 10^7$ См·м.

На профиле вдоль северного борта ДДВ в качестве экспериментальных данных были взяты кривые МТЗ и проекции C_u и C_v . Для всех использованных МТЗ (6 пунктов) удается подобрать модель Д-Д-О, удовлетворяющую наблюдаемым амплитудным кривым обеих поляризаций на $T<100$ с, соответствующих глубине проникновения МТ-поля на всю мощность осадков. Экспериментальные и расчетные фазовые кривые для 4 пунктов МТЗ на 250-километровом участке профиля удовлетворительно согласуются в диапазоне T от 4 до 1000с. Полученный разрез отражает изменение мощности осадков вдоль профиля, согласующееся с картой гипсометрии фундамента [76]. Профильные графики C_u и C_v указывают на удовлетворительное согласие экспериментальных и расчетных значений для $T<200$ с, невязки частотных характеристик не превышают тройную погрешность определения C_u и C_v для большинства пунктов.

В модели Д-Д-ОК различия расчетных и экспериментальных значений C_u и C_v для T 400-6400с не превышают двойной ошибки измерений. На п.ЧМК невязка возрастает до 0,13 для C_u , но этот пункт расположен над осевой частью аномального объекта и здесь определение индукционных стрелок наиболее сложно из-за малости величин аномального поля вертикальной магнитной компоненты. Аномальная область (рис.2.10) располагается на глубинах 14-42км на ПК270-290, G составляет около $2,2 \cdot 10^8$ См·м.

Проведенное моделирование позволяет сделать несколько важных выводов. Одним из основных является факт выделения двух глубинных проводящих объектов. Он основан на поведении C_u и C_v в пунктах восточной части профилей, которое дает возможность предполагать наличие еще одного проводящего объекта, сопоставимого по G с первым. Между объектами находится область с ρ в несколько раз большим. G объекта А (рис.2.10) составляет $(2-6) \cdot 10^8$ См·м, но менее 10^8 См·м под ДДВ.

Сопоставление Кировоградской аномалии с тектоническими элементами показывает, что проводящий объект А расположен в пределах Кировоградского блока УЩ и ограничен Кировоградским и Западно-Ингулецким разломами. Положение объекта Б менее определено. В ДДВ он явно расположен в Криворожско-Кременчугской зоне, а на территории УЩ - в Среднеприднепровском блоке или на его границе с Криворожско-

Кременчугской зоной. Если при дальнейших экспериментальных наблюдениях вывод о двух объектах подтвердится, то термин Кировоградская аномалия электропроводности следует оставить только за объектом А, выделяемым на всех моделях между Кировоградским и Западно-Ингулецким разломами.

2.2.2. *Модель тонкого слоя.* Изложенные ниже результаты получены по программе, разработанной сотрудницей ИГФ АН Чешской Республики С. Ковачиковой [195]. Целью применения этой методики является: 1) выяснение пространственного положения аномального объекта, объясняющего поведение магнитовариационных параметров на площади, ограниченной приблизительно 29° и 36° в.д., 47° и 52° с.ш., 2) сопоставление полученных результатов с моделями двумерной инверсии.

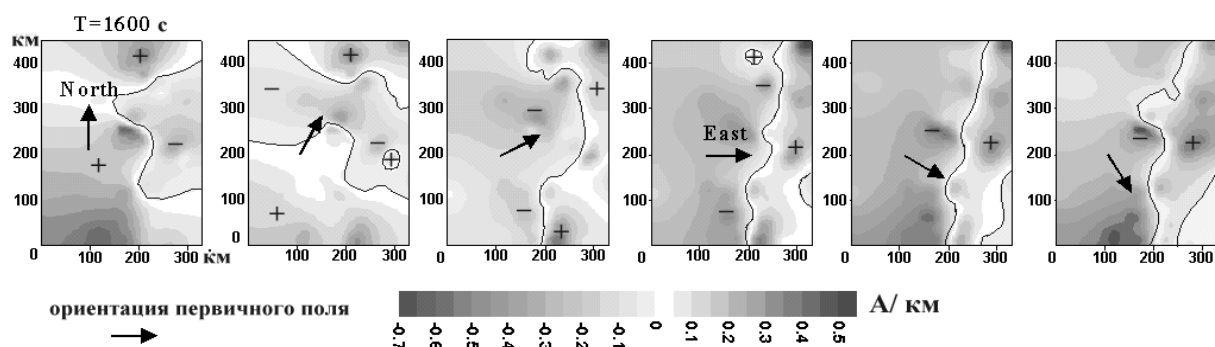


Рис. 2.11. Аномальное вертикальное магнитное поле, полученное в результате ГСА для периода 1600с при различной ориентации первичного магнитного поля.

На первом этапе было изучено распределение аномального магнитного поля и обуславливающего его тока с помощью Гипотетического случайного анализа (ГСА) (hypothetical event analysis) [174], а также было проведено разделение поля на внешнюю и внутреннюю части [176]. Результаты ГСА показывают (рис.2.11), что наилучшее соответствие для аномального вертикального магнитного поля наблюдается при в-юв ориентации первичного магнитного поля. Видно, что это направление приблизительно перпендикулярно простиранию КрвА (т.е. токам, текущим вдоль оси аномалии).

Методика моделирования с помощью тонкого слоя, помещенного в горизонтально-слоистую среду, основана на изучении распределения аномальных токов в нем в предположении отсутствия вертикальных токов. В этом случае верхняя граница аномального объекта аппроксимируется токовым слоем на заданной глубине, помещенном в горизонтально-слоистую среду. Проводимость тонкого слоя (D) определяется специфической интегральной проводимостью (depth-integrated conductance). Индуцируемые в слое токи могут быть выражены через производную токовой функции Ψ , распределение которой внутри слоя может быть получено на основании уравнения Прайса [176]. Согласно [175] плотность компонент тока и Ψ для эквивалентной токовой системы точно вычисляются из наблюдаемого вертикального магнитного поля. Магнитное поле на поверхности Земли может быть вычислено с учетом граничных условий на границах слоев

$H_{x,y}^{j+1} = H_{x,y}^j$, $\mu^{j+1} H_z^{j+1} = \mu^j H_z^j$, где $H_{x,y,z}$ - компоненты магнитного поля, μ^j - магнитная проницаемость j -ого слоя. На границе поверхности тонкого слоя, в котором индуцируются токи, можно записать

$(H_{x,y}^{s+1} - H_{x,y}^s) \times \bar{e}_z = -\hat{J}$ $\hat{J}(x,y) = -\nabla \Psi(x,y) \times \bar{e}_z$, где $H_{x,y}^d$ - горизонтальные компоненты магнитного поля в тонком слое, $\hat{J}(x,y)$ - поверхностная плотность тока, \bar{e}_z - единичный

ГЕОЭЛЕКТРИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ ТЕКТОНОСФЕРЫ

вектор в вертикальном направлении. На основании эквивалентных токовых систем в тонком слое, помещаемом на различных глубинах в горизонтально-слоистой среде [213], было определено положение аномальных источников. Изучение вида эквивалентных токовых систем для КрвА показало, что индуцирующие токи текут вдоль простирания аномалии. Распределение максимальных аномальных токовых функций получено для

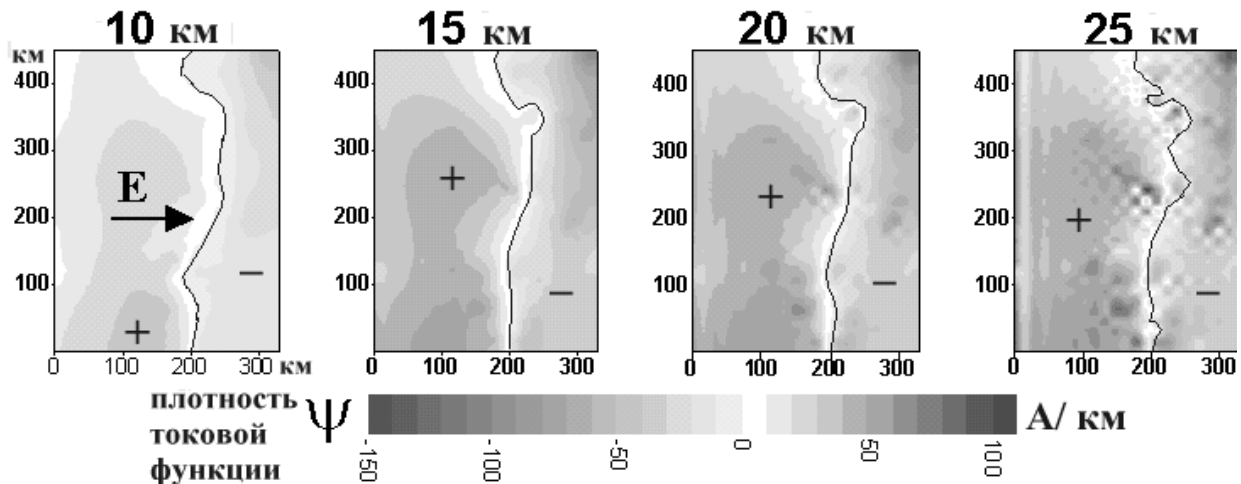


Рис. 2.12. Распределение эквивалентной токовой функции Ψ при восточной ориентации первичного магнитного поля для различных глубин (H) залегания тонкого слоя (D).

ориентации внешнего поля перпендикулярной простиранию КрвА. Относительно глубины залегания тонкого слоя изучение эквивалентных токовых систем демонстрирует (рис.2.12), что практически одинаково удовлетворительный результат получается при размещении верхней кромки источников КрвА на глубинах от 15 до 20 км. На глубинах >20 км связанное распределение токовых функций нарушается (рис.2.12), что свидетельствует о правильном выборе глубины залегания тонкого слоя.

Инверсия. Согласно теории нелинейной инверсии в тонком слое (т.е. вычислении модели распределения проводимости в тонком слое из наблюдаемых передаточных функций) решение может быть представлено в виде минимизации Тихоновского параметрического функционала $P(m)$: $P(m) = F(d) + \alpha\Omega(m)$, где $F(d) = \|W^d [A(m) - d]\|^2$ – погрешность с весом W^d . Расчетная - $A(m)$ и наблюдаемая - d передаточные функции. $\Omega(m)$ – стабилизирующий функционал, вес которого определяется величиной коэффициента α . Для того, чтобы сгладить изображение резких переходов на границе участков модели с различными D определение значения $\Omega(m)$ проводилось методом фокусирования с помощью минимального градиента, предложенным в [204]

$$\Omega_{MGS}(m) = \|\nabla m / \sqrt{\nabla m \nabla m + \beta^2}\|^2.$$

Параметр β используется для численной регуляризации. Участки модели, где градиенты изменения D малы, т.е. сопоставимы или меньше величины β , не включались в оценку $\Omega(m)$. Участки с большими значениями градиента D соответствовали $\beta=1$ [195]. Минимизация параметрического функционала осуществлялась с помощью процедуры, основанной на методе сопряженных градиентов [192].

Модель тонкого слоя. Стартовая модель принималась в виде однородного по D тонкого слоя, расположенного на фиксируемой глубине. Результаты 2 D моделирования показывают, что верхняя кромка наиболее проводящей части объекта КрвА для большинства профилей располагается в интервале глубин 14-19 км (рис. 2.10). Глубина залегания верхней кромки источников аномалии, полученная при изучении

эквивалентных токовых систем, составляет 15-20 км. По этому параметру оба результата хорошо согласуются. Поэтому интервал глубин тонкого слоя взят равным 16-17 км.

Подбор распределения проводимости тонкого слоя показал, что наиболее удовлетворительные значения D на его краях составляют 250 См, что также согласуется с результатами 2D моделирования. Таким образом, для дальнейших вычислений были приняты следующие параметры модели: мощность тонкого слоя 1 км, глубина залегания верхней кромки 16 км, параметры вмещающей горизонтально-слоистой среды те же, что и при двумерном моделировании.

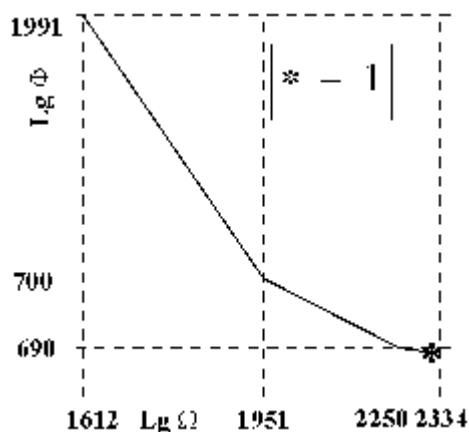


Рис. 2.13. График L-кривой в зависимости от погрешности $F(d)$ и стабилизирующего функционала $\Omega(m)$ для 15 итераций решения обратной задачи для КрвА. 1 – значение α .

На первом этапе расчетов была вычислена токовая функция для тонкого слоя в горизонтально-слоистой среде при двух направлениях (c и v) первичного поля. Используя метод конечных разностей с применением метода Гаусса, решалась система уравнений Максвелла [179]. Затем, на основании двумерного преобразования Фурье [205], используя метод Ванга [213], были вычислены магнитные компоненты поля $H_{x,y,z}$ для указанных ориентаций первичного поля. По полученным полям вычислялись модельные передаточные функции (в стартовой модели при однородном распределении D они были равны 0). Последующие итерации выполнялись с использованием оптимизации методом сопряженных градиентов. Применение функционала минимизации градиента позволило получить распределение передаточных функций на карте с четкими границами аномальных структур (рис.2. 14).

Значение параметра α , определяющего вес стабилизирующего функционала, было выбрано с использованием L-кривой (кривой Тихонова), предложенной в [190]. Для построения L-кривой использованы значения погрешности и стабилизирующего функционала, полученные для каждой итерации (рис.2.13). По графику для дальнейших вычислений принято значение $\alpha=690$, соответствующее минимальным $F(d)$ и $\Omega(m)$. Параметр β выбирается в соответствии с максимальными величинами градиента проводимости D . Для КирА было взято значение $\beta=0,1$ и участки с градиентом меньшим этой величины не учитывались при расчете $\Omega(m)$.

На основании данных наблюдений в 50 пунктах были построены карты передаточных функций. Вся площадь исследований (600x375км) была разбита на квадраты со стороной 10-15 км, что составило рабочий планшет. Размер ячейки выбран с учетом расстояния между пунктами наблюдений, сконцентрированных вдоль профилей, и длины волны в слое в зависимости от используемого периода. При построении карт передаточных функций использовались методы наименьших квадратов и конечных элементов с применением кубических сплайнов [193]. Во всех случаях количество ячеек окружающего рабочий планшет и имеющих постоянную проводимость D равную 250 См составляло около 25%. Расчеты были выполнены для периодов 400, 900, 1600, 4900 и 6400с. На рис.2.14 приведены результаты для периодов 900 и 4900с, так как основные закономерности модели сохраняются для всех периодов.

Анализ полученного распределения D (рис.2.14) позволяет сделать следующие выводы. Четко выделяется зона, внутри которой проводимость D (равна или превышает

ГЕОЭЛЕКТРИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ ТЕКТОНОСФЕРЫ

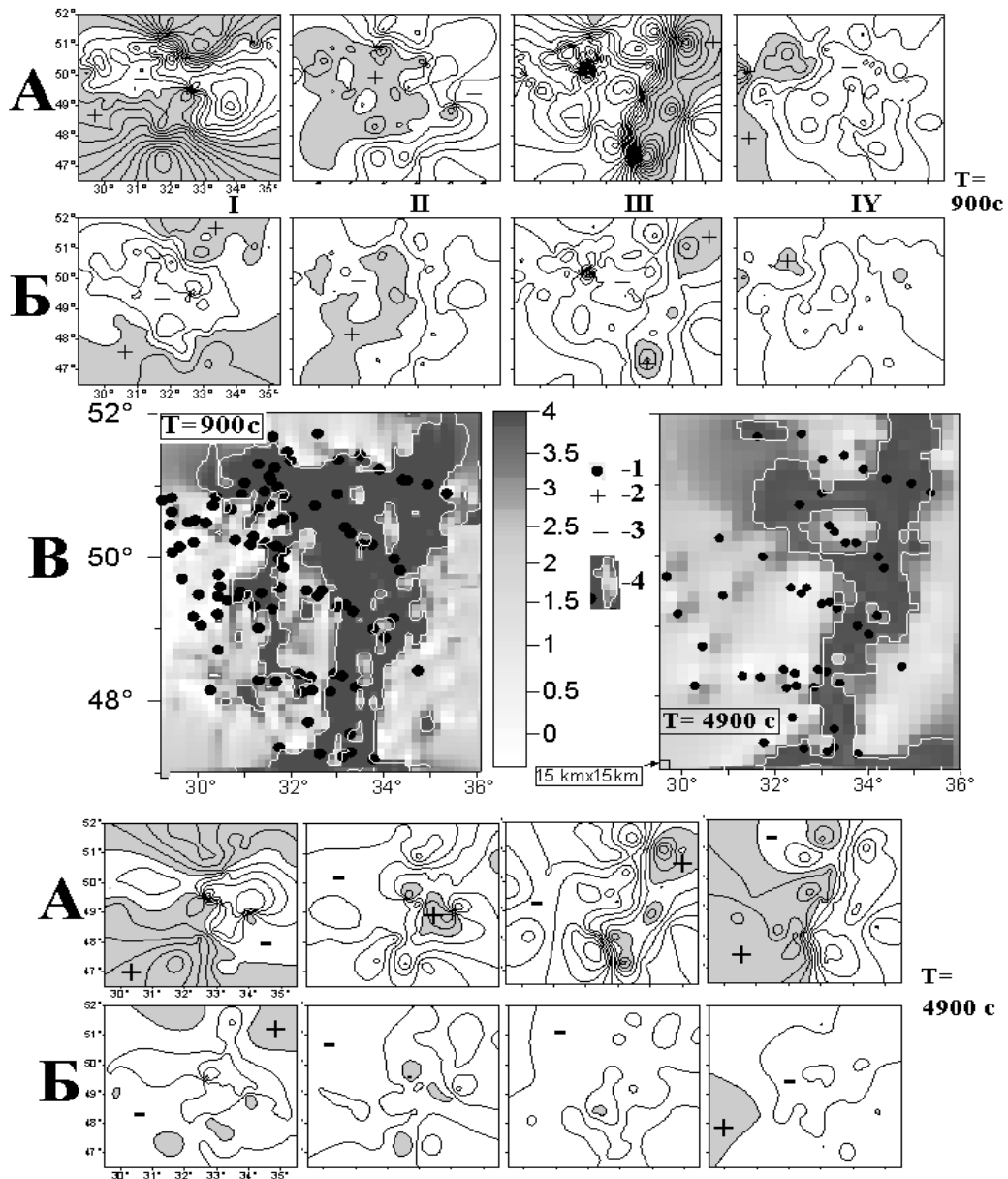


Рис. 2.14. Экспериментальные (А) значения передаточных функций (I-Re W_{zx} , II-Im W_{zx} , III-Re W_{zy} , IV-Im W_{zy}), распределение невязки (Б) между экспериментальными и модельными данными, модель распределения проводимости D (В).

1- пункты наблюдений, 2 – положительные значения, 3 – отрицательные значения, 4 – белая изолиния - $D=10000 \text{ См}$.

10^4 См) почти в 100 раз больше, чем на окружающей территории. Ширина зоны около 100 км, азимут простирания оси около 30° . Сопоставление с результатами двумерного моделирования свидетельствует, что: а) простирание оси аномалии, определенное двумя способами близко, б) проводимость D сопоставима по величине со значением $h \cdot \sigma$, где h – мощность и σ – проводимость аномальных объектов в двумерных моделях, в) ширина зоны с высокими значениями D в 4-5 раз превышает ширину объектов с минимальными сопротивлениями, определенными по 2D моделированию, г) почти на всем протяжении модели тонкого слоя (от линии профиля А-А до Г-Г) выделяется полоса с резко пониженными значениями D , которая пространственно совпадает с полосой,

разделяющей объекты А и Б в 2D-моделях. Можно утверждать, что обе методики интерпретации показали во многом совпадающие результаты, характеризующие КрВА.

Для оценки зависимости основных выводов о параметрах КрВА от количества данных были выполнены расчеты на той же площади с привлечением дополнительной информации, полученной авторами (10 пунктов) и в работе [134] (10 пунктов в северной части ДДВ и 15 – на территории УЩ). В работе [134] кондиционные данные приведены только для периода 900с, для него и было выполнено моделирование. Как видно из рис.2.14 дополнительные пункты расположены западнее 32° в.д., т.е. на удалении 100 и более километров от западного края КрВА и, видимо, поэтому не повлияли на параметры, определенные ранее. Из новых особенностей модели отметим появление узкой (30 км) меридиональной зоны от 48° до 50° в.д., примыкающей на севере к объекту под ДДВ.

Достоверность модели на территории ДДВ требует проверки, так как при расчетах граничных условий (токовой функции и т.д.) в настоящей работе использовались параметры верхних частей коры, характерные для УЩ, а не впадины.

2.3. Днепровская аномалия электропроводности

Влияние на измеряемые компоненты МТ-поля (особенно электрические и вертикальную магнитную) крупных поверхностных хорошо проводящих геологических структур распространяется на большие расстояния. Регион Днепровской аномалии ТП находится на расстоянии около 70 км (рис.2.15) от южного борта Днепровско-Донецкого грабена (ДДГ) - части ДДВ, заполненной хорошо проводящими осадками, поэтому для построения геоэлектрической модели необходимо учитывать его влияние. Было проведено численное двумерное моделирование вдоль профиля длиной 300 км, пересекающего регион и перпендикулярного простиранию основной поверхностной неоднородности проводимости - ДДВ. Профиль начинается юго-западнее Киева (от Сквир) и пересекает всю впадину (рис.2.15).

Магнитотеллурические данные. При моделировании вдоль профиля были использованы наблюдения МТ поля, выполненные производственными организациями

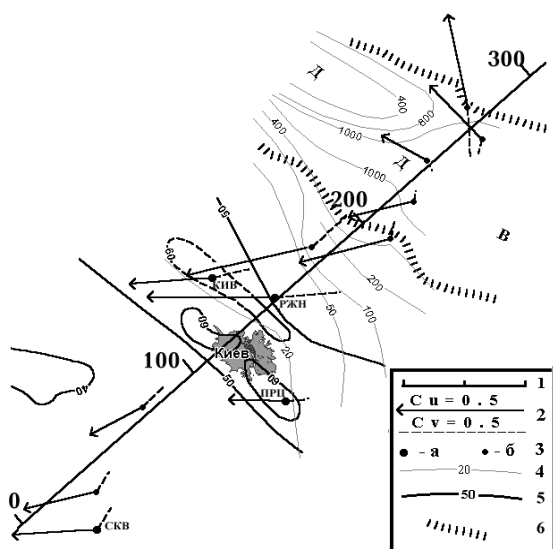


Рис.2.15. Днепровская аномалия.

1-расположение интерпретационного профиля, 2 - индукционные стрелки (C_u, C_v) для периода 900с, 3 - пункты наблюдений: а - ИГФ НАНУ (СКВ-Сквира, ПРЦ-Процев, РЖН-Рожны, КИВ-обсерватория Киев), б - по [134,135], 4 - изолинии S_{0p} ДДВ по [95], 6 - изолинии ТП (mB/m^2), 6 - границы ДДГ.

цифровой станцией в 9 пунктах [134,135]. Результаты этих наблюдений представлены в виде амплитудных и фазовых кривых региональных МТЗ и магнитовариационных параметров по направлениям измерительных линий в диапазоне периодов от 0,1-1с до 900-3600с (большинство фазовых кривых импедансов начинаются с 4с). В ДДВ

измерительные линии ориентировались в направлениях $S110^{\circ}B$ (х) и перпендикулярно (у), а на УЩ - по широте и меридиану. Таким образом, по отношению к ДДВ в пунктах северо-восточнее Киева кривые ρ_{xy} - продольные, а кривые ρ_{yx} - поперечные.

Нами были проведены наблюдения МТ-поля на obs.КИВ (в рамках международного проекта SEMES [203]) и в п.РЖН, расположенном в 25 км от обсерватории, и получены кривые МТЗ в диапазоне Т от 36-100 до 10800с. Принципиальные направления матрицы импеданса в обоих пунктах практически совпадают. Фазовые кривые импеданса на обоих пунктах практически одинаковы (рис.16.А), а кривые ρ_k подобны по форме, но приблизительно в 2 раза отличаются по уровню и смещены относительно данных МВЗ на obs. КИВ. Нормализованные значения ρ_k на обоих пунктах практически совпали (рис.16.А), что указывает на близость геоэлектрических параметров глубинного разреза в районе обоих пунктов. На рис.16.Б приведен геоэлектрический разрез, полученный в результате одномерной инверсии совмещенных данных МТЗ и МВЗ.

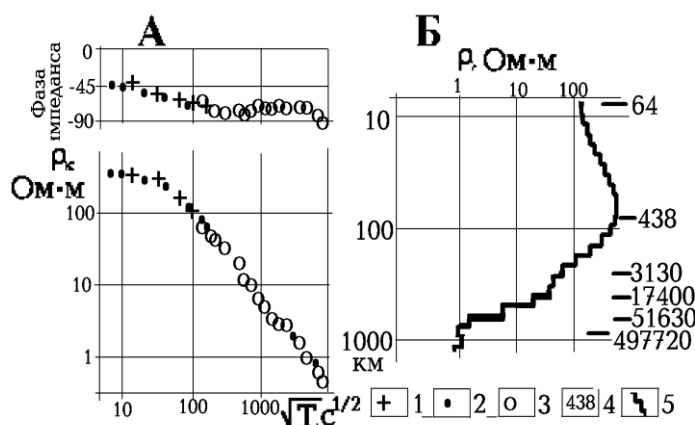


Рис. 2.16. Интерпретация ГМТЗ в obs.КИВ и п.РЖН. А – сопоставление кривых зондирований. Б – геоэлектрический разрез согласно 1D инверсии.

1,2 – нормализованные экспериментальные значения в obs.КИВ и п.РЖН соответственно, 3 – данные МВЗ, 4 – значения S по данным D⁺, 5 – распределение ρ по OCCAM.

Магнитовариационные данные. В [134,135] магнитовариационные параметры представлены в виде W/W

$= [(W_{zx})^2 + (W_{zy})^2]^{1/2}$ и азимута этого значения, а для периода 150 и 1000с приведены значения C_u и C_v в пунктах наблюдений. Кроме того использовались данные наблюдений в 4 пунктах, выполненных с нашим участием сотрудниками ИГФ НАН Украины в разные годы аналоговой (п.СКВ и ПРЦ) и цифровой аппаратурой (obs.КИВ и РЖН), переобработаны осциллограммы аналоговых наблюдений, оцифрованные с шагом 10с. Значения индукционных стрелок на всех пунктах были получены с использованием двух различных методик [88,206,214]. В результате обработки были определены C_u и C_v в диапазоне периодов от 36-100 до 5000-10800с. Погрешность на пунктах с цифровой записью составила 0,02-0,03 и 3^0-5^0 , с аналоговой - 0,03-0,05 и 7^0-10^0 (для модулей и их азимутов, соответственно). При регистрации МТ-поля измерительные установки ориентировались по магнитным координатам.

Судя по карте $S_{оп}$ ДДВ [94,95], максимальные значения наблюдаются в пределах ДДГ. В соответствии с этим на оси ДДВ значения C_u и C_v должны быть близкими к нулю, а на бортах грабена достигать максимума и иметь направления от оси. Эти признаки отмечаются на пунктах (рис.2.15) в ДДВ. Северо-восточнее оси грабена виден экстремум векторов C_u , азимут которых составляет $320-350^0$ и экстремум C_u в 30-40 км от юго-западного борта ДДГ, где азимут ($200-230^0$) приблизительно перпендикулярен южному разлому грабена. На расстояниях >40 км от юго-западного борта ДДГ поведение векторов C_u изменяется. Азимут векторов становится равным $250-270^0$, а величина C_u в максимуме частотной характеристики достигает 0,6.

Двумерная интерпретация. Моделирование выполнялось по программе, разработанной К. Новожиным [107]. Учитывая диапазон периодов, в котором были получены результаты производственных организаций, моделирование было проведено для 10 периодов в диапазоне 0,49-3600с, что позволило полностью описать основные

ГЛАВА 2

особенности поведения региональных кривых МТЗ. Для интерпретации использовались проекции наблюдаемых реальных ($C_{\text{у.э.с.}}$) и мнимых ($C_{\text{в.э.с.}}$) частей экспериментальных индукционных стрелок на линию профиля, перпендикулярного ДДГ, причем отрицательными считались значения с азимутом от $+110^{\circ}$ до 290° (ноль - на север).

По оси x шаг моделирования составлял 4 км на всем профиле, по вертикальной оси - 100-600 м для верхних 3200 м, 800 м - до глубины 6400 м, 1-2 км до глубины 20 км и 4 км - до 80 км. Такие геометрические параметры модели позволяют хорошо учесть латеральные изменения у.э.с. в районе каждого пункта и пропорциональны длине волны МТ-поля на соответствующих глубинах. Геоэлектрический разрез коры и верхней мантии принят по результатам 1D инверсии совместных данных МТЗ и МВЗ в обл.КИВ.

Основное внимание было уделено подбору распределения ρ ДДВ, объясняющего поведение максимального числа параметров МТ-поля над впадиной и проверке гипотезы существования проводящих объектов, связанных с аномалией теплового потока в районе Киева. Подчеркнем, что ответ на второй вопрос ставится лишь в рамках принятого направления оси двумерной структуры, т.е. проверяется возможность наличия объектов близких по простиранию ДДГ.

Для модели без глубинных проводников (М-ОС) расчетные значения продольных амплитудных и фазовых кривых на пунктах северо-восточнее обл.КИВ в пределах погрешности измерений удовлетворяют наблюдаемые практически во всем диапазоне периодов (невязки не превышают для ρ_E 50%, а для фаз ρ_E 17%). Не удается подобрать геоэлектрический разрез, удовлетворяющий наблюдаемым кривым МТЗ во всем наблюдаемом диапазоне для пунктов юго-западнее Киева, т.е. на склоне УЩ. Уровень расчетных значений продольных кривых МТЗ для периодов <100 с согласуется с наблюдаемыми. Согласно модели профильные графики вектора C_u достигают экстремума на расстояниях 50 км от оси ДДГ, их величина достигает максимума (порядка 0,75) на $T \sim 100$ с. Юго-западнее ДДГ на расстояниях больших 70 км от оси на периодах больших 2000с величина векторов уже не превышает 0,1. На периоде 900с достигается согласие экспериментальных и расчетных значений векторов практически на всем протяжении профиля.

Мера согласия расчетных поперечных кривых МТЗ (ρ_H и их фаз), соответствующих гальванической моде (Н-поляризация), в общем плохо согласуются с наблюдаемыми кривыми на периодах >100 с (причем в этом диапазоне периодов расчетные фазы приблизительно на 45° меньше наблюдаемых, но идут параллельно им).

Согласно модели М-ОС основная проводящая толща пород находится в пределах ДДГ на глубинах до 2 км. Наиболее проводящая часть этой толщи мощностью порядка 800 м с у.э.с. 0,5-1,2 Ом·м протягивается от юго-западного (глубина кровли 800м) до северо-восточного борта (глубина кровли 1200м) с небольшим перерывом. Остальная часть толщи имеет у.э.с. <6 Ом·м. Осадки на глубинах более 2 км имеют у.э.с. >25 Ом·м. G осадочных пород ДДГ, определенная по модели М-ОС, составляет около 10^8 См·м.

На следующем этапе было проведено моделирование, при котором на основе модели М-ОС подбирались параметры аномальных проводящих объектов под осадками вблизи Киева. Возможность существования проводящих объектов в этом регионе основывается на: результатах 1D инверсии данных МТЗ в пункте РЖН, отклонении наблюдаемых значений C_u от расчетных вокруг Киева, особенно значительном в диапазоне $T <400$ с, наличии аномалии теплового потока. В качестве модели первого приближения глубина, мощность и сопротивление объектов были взяты согласно 1D инверсии совместных данных МТЗ и МВЗ в п.РЖН, а ширина аномальной зоны была выбрана с учетом распределения аномально высоких значений ТП.

ГЕОЭЛЕКТРИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ ТЕКТОНОСФЕРЫ

На рис.2.17 приведены результаты моделирования, отвечающие поставленной задаче (модель М-К). Оценка качества подбора параметров геоэлектрического разреза в моделях М-ОС и М-К проведена по сопоставлению величин невязок для всех известных параметров МТ-поля. По величине невязок практически не изменилось согласие фаз ρ_k

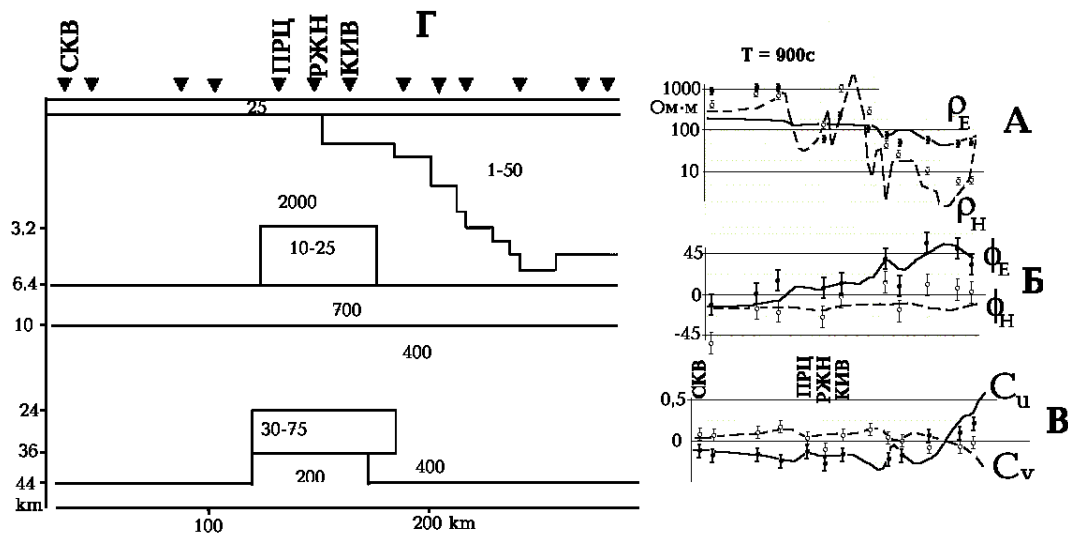


Рис. 2.17. Днепровская аномалия электропроводности. Профильные графики ρ_k (А), фаз ρ_k (Б) и индукционных векторов (В). Вертикальные отрезки – погрешность определения МТ-данных. Г - геоэлектрический разрез (внутри элементов модели указаны их у.э.с. в Ом·м).

для обеих поляризации. В модели М-К на 10-30% улучшилось согласие расчетных и наблюдаемых кривых ρ_k для Е- и Н-поляризации на отрезке длиной около 100 км (за исключением п.КИВ). Примерно на том же отрезке (за исключением п.РЖН) улучшилось согласие частотных характеристик C_u и C_v (невязки уменьшились в 2-3 раза).

Таким образом, результаты модели М-К позволяют предположить существование в недрах окрестности Киева проводящих объектов (рис. 2.17) на глубинах приблизительно 3-6 км (объект О1) и 24-36 км (объект О2). G объекта О1 (с у.э.с. 10-25 Ом·м) составляет около $5,6 \cdot 10^7$ См·м, а объекта О2 (с у.э.с. 30-75 Ом·м) - $2 \cdot 10^7$ См·м.

Представленный геоэлектрический разрез района Киева конечно нельзя считать окончательным. Во-первых, на пунктах юго-западнее ДДГ направление векторов C_u не соответствует простиранию ДДГ, для которого рассчитывалась двумерная модель. Во-вторых, взятые для интерпретации региональные кривые МТЗ построены только для одного фиксированного направления, без доказательств, что оно является основным для данного пункта.

При построении модели методом тонкого слоя для периода 900с были в полном объеме учтены данные не только на использованных для 2D моделирования пунктах, но и во всех пунктах в пределах аномалии ТП (см. гл. 3). На пунктах, расположенных вдоль р.Днепр, проявляется слабо выраженная аномальная зона. Ее проводимость D приблизительно в 2-3 раза выше, чем на окружающей территории. Достоверность такой зоны требует проверки, т.к.: а) при расчетах граничных условий (токовой функции и т.д.) принимались геоэлектрические параметры верхних частей коры УЩ, на которой значения $S_{оп}$ как минимум в два раза меньше, чем в анализируемом регионе, б) зона имеет такие малые поперечные размеры, что для ее выделения требуется большая плотность наблюдений.

2.4. Природа зон высокой электропроводности

Проведенный ранее анализ влияния различных проводящих элементов на у.э.с. горных пород [33] показал, что для возникновения крупных объектов повышенной электропроводности - проводящих объектов (линейным размером в десятки километров и больше) основное значение имеют поровые и трещинные воды и включения графита. В зонах современной активизации проводящие объекты могут быть обусловлены наличием расплава в средней части коры и магматических флюидов, также понижающих ρ .

Связность включений воды достигается уже при ее содержании около 0,1%. Поэтому в широком диапазоне условий вода определяет у.э.с. породы в соответствии с эмпирической формулой $\rho = 1,5\rho_{20}(F)(1-0,087(T-20)^{0,47})/C$ [33], где C - концентрация воды в породе, T - температура ($^{\circ}C$), $\rho_{20}(F)$ - у.э.с. воды при $20^{\circ}C$ в зависимости от концентрации солей, которое можно установить из выражения $\lg\rho = 0,8 - \lg F$, где F - концентрация солей (в г/л) в пересчете на NaCl.

Среднее содержание воды в кристаллических породах Украинского щита незначительно - около 0,2 %. Ее минерализация на севере региона составляет 0,5 г/л, на юге растет до 1 г/л, на Приазовском массиве - от 1-3 г/л у поверхности до 2-4 г/л на глубине нескольких сотен метров. При типичных температурах воды в приповерхностных условиях $10-20^{\circ}C$ ее у.э.с. будет составлять 1-10 Ом·м. Под влиянием воды у.э.с. кристаллических пород сокращается с 10^6-10^8 до 10^3-10^4 Ом·м. Для магматического флюида в зависимости от температуры и реальной концентрации солей значения ρ могут составлять 0,01-0,04 Ом·м. Значения у.э.с. расплава оцениваются в 0,5-1 Ом·м, а его концентрация в земной коре, вероятно, не превышает первых процентов.

"Украинский щит исключительно богат графитом и оценивается как уникальная в этом плане провинция Мира" [170, с.254]. Прожилки графита в кристаллических породах УЩ располагаются по слоистости, заполняют трещины отрыва, перпендикулярные слоистости, иногда - трещины скола под углом 45° к трещинам отрыва. Тем не менее при обычном содержании воды (около 0,2%) в крупных проводящих объектах они, как правило, не составляют связной системы ($C \approx 1-10\%$) и определяемое ими у.э.с. пород оценивается по эмпирической формуле $\rho = 0,025C^{-1,78}$ [33] в 5-90 Ом·м. При реальном увеличении содержания воды (до 1%) графитсодержащие породы в приповерхностных условиях заметно не понижают у.э.с.. Для комбинации включений графита и магматических вод (при концентрации флюида около 1%) без достижения связности графитовых включений ρ породы может падать до 1-5 Ом·м, при достижении связности хотя бы части включений порядка 1% - до долей Ом·м. Наличие расплава (1-5%) понижает у.э.с. породы до 30-150 Ом·м, графитизированной породы - до 5-50 Ом·м.

Построенные в последнее время геоэлектрические модели различных частей Украинского щита и его склонов, включающие данные по приповерхностным проводящим объектам [27,100 и др.], сведения о мощности осадочного чехла, распространении графитизации пород фундамента [168-170 и др.] и их обводненности [17], позволяют проверить сформулированные представления о природе проводящих объектов на небольших глубинах и высказать предположения о происхождении объектов с низкими ρ в средней и нижней частях земной коры УЩ.

На щите выделены области графитизации пород от зеленосланцевой до гранулитовой фаций метаморфизма [170] (рис. 2.18.А). На локальных участках месторождений и рудопоявлений графита его концентрация достигает 15-20% (редко - 30%) [170 и др.]. Размеры этих зон невелики и проводящим объектам, выделяемым при глубинных геоэлектрических исследованиях, примерно отвечают по размерам

ГЕОЭЛЕКТРИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ ТЕКТОНОСФЕРЫ

графитоносные районы, объединяющие несколько таких локальных скоплений графита. Концентрацию графита в пределах районов можно оценить в первые проценты, что соответствует величине у.э.с. около 10 Ом·м. В пределах областей графитизации среднее

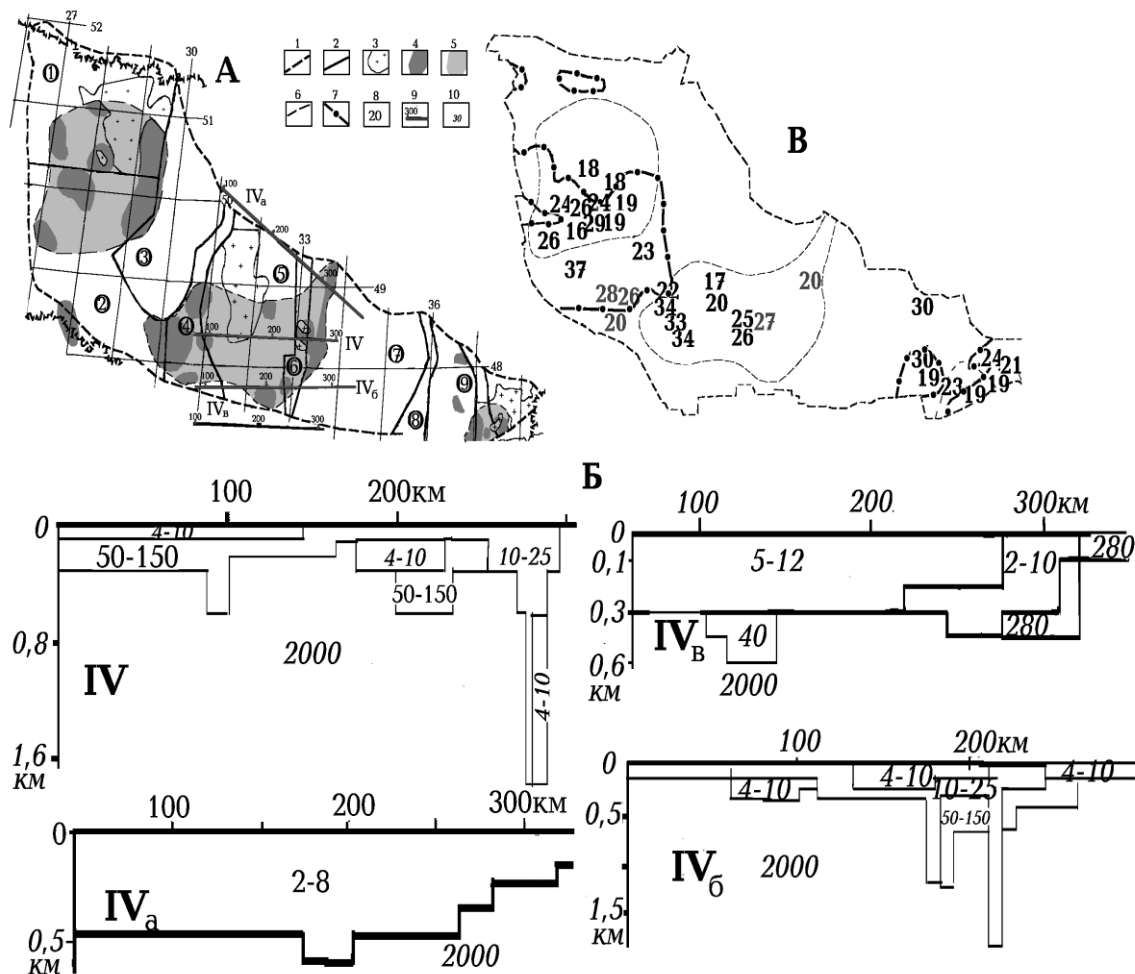


Рис. 2.18. А - Распространение графитизированных пород на УЩ, Б - Геоэлектрические модели верхней части земной коры УЩ, В - Величина эрозионного среза УЩ и зоны максимальных природных ресурсов подземных вод УЩ (0,3-1 л/с км²).

1 - контуры УЩ, 2 - границы блоков УЩ [170] (цифры в кружках - блоки по рис. В.1), 3 - аллохтонные и параавтохтонные образования [170], 4 - графитоносные области, 5 - графитоносные районы, 6 - контуры графитоносных областей [170], 7 - контуры зон максимальных природных ресурсов подземных вод, 8 - глубины эрозионного среза, 9 - профили геоэлектрических исследований, 10 - значения у.э.с. блоков пород в Ом·м.

содержание минерала оценивается в 0,5-1%, что примерно отвечает у.э.с. в 100 Ом·м. Породы рифея-венда и раннего палеозоя с содержанием углерода до 0,8-1% отмечаются также западнее щита на Вольно-Подольской плите и в Карпатском регионе и восточнее - в ДДВ. Во многих случаях этот углерод представлен графитом. Более поздние (палеозой-кайнозойские) углеродсодержащие породы Украины не достигают уровня метаморфизма, отвечающего образованию графита.

Верхняя часть разреза УЩ включает осадочный чехол, его мощность составляет, как правило, 0-150 м, на склонах она увеличивается до первых сотен метров. Измерения р осадочных пород и результаты каротажа (проведенные южнее и восточнее щита) обнаруживают значения 1-10 Ом·м при пористости 5-10%. Т.е. минерализация поровых вод чехла оказывается несколько выше, чем вод кристаллических пород.

ГЛАВА 2

Глубже распространены воды, заполняющие трещины пород кристаллического фундамента. Об их концентрации можно судить по естественным ресурсам подземных вод щита [17]. На рис. 2.18.В показаны части щита, в пределах которых ресурсы в 2-7 раз превосходят распространенные на остальной территории региона. Здесь можно ожидать некоторого сокращения у.э.с. верхней части разреза кристаллического фундамента под осадочным чехлом за счет повышенной обводненности.

Сравним приведенные выше данные с геоэлектрическими моделями (рис. 2.18.Б) верхней части коры, построенными авторами на УЩ вдоль геотраверса IV и IV_б а также на северном и южном бортах УЩ (IV_а и IV_в на рис. 2.18.А).

В районе профиля IV_в мощность осадков около 400-500м. В модели на соответствующих глубинах выделен слой с у.э.с. 2-8 Ом·м, что хорошо отвечает прогнозу. В районе профиля IV_а на пк50-220 мощность осадков составляет 250-350м, к пк270 - сокращается до первых десятков метров. В области распространения сравнительно мощного осадочного слоя в модели на соответствующей глубине выделен проводник с у.э.с. 5-12 Ом·м. На пк270-320 обнаруживается проводник с ρ в пределах 2-10 Ом·м., примерно отвечающий области графитизации (рис. 2.18, А, Б). За ее пределами проводящие объекты не установлены (за исключением незначительного проводника мощностью до 100м и ρ около 300 Ом·м). На участке геотраверса IV, профиля IV_б и за пределами графитоносной области значения ρ не отличаются от типичных для пород щита (около 10^3 Ом·м). Внутри области выделяются проводящие объекты в интервале глубин от 0 до 0,3-1,6 км с у.э.с. от 1-10 до 10-100 Ом·м. Только отдельные объекты обладают заметно повышенным у.э.с. - до 400 Ом·м. Часть выявленных проводящих объектов явно связана с маломощным осадочным чехлом (0-100 м), остальные вполне могут быть объяснены графитизацией пород на уровне от 1 до 10 %.

Описанные выше результаты 1D моделирования на геотрверсах VI и Евробридж на Волынском и Подольском блоках щита, на Приазовском массиве также демонстрируют согласие с прогнозными, имеющиеся данные позволяют предположить и здесь наличие проводников с параметрами, которые можно объяснить графитизацией. Широкое распространение графитизации пород УЩ (на уровне 0,1-0,2%), возможно, вносит вклад и в фоновую величину их у.э.с. (т.е. последнее связано не только с обводненностью). Об этом может свидетельствовать повышенное ρ пород Среднеприднепровского блока, в которых графит почти полностью отсутствует (см. гл. 5).

Распространение зон графитизации, показанных на рис. 2.18,А на глубину неясно. Однако, данные о величине эрозионного среза УЩ [87] показывают, что на соседних участках внутри рассматриваемых областей могут встречаться графитизированные породы с разной степенью метаморфизма, образованные на глубинах, различающихся на 5-13 км (рис. 2.18,В). Эти породы образованы и в средней части коры (на глубинах до 34 км). Поэтому не исключено, что фиксируемая в приповерхностном слое графитизация продолжается (вероятно, с перерывами по вертикали) и на значительных глубинах.

Углеродсодержащие породы по мнению многих исследователей [168-170 и др.] появляются только в позднем архее. Затем высокие концентрации графита на УЩ отмечаются в раннем протерозое (максимум проявлений) и на границе раннего и среднего протерозоя.

Связанное с графитизацией понижение у.э.с. в районах современной активизации может быть усилено влиянием расплава и магматических флюидов. Приведенные в главе 8 данные говорят о наличии нескольких зон современной активизации на территории щита. В настоящее время наиболее изученным проводящим объектом в средней части коры УЩ является Кировоградская аномалия электропроводности (КрВА) [100 и

ГЕОЭЛЕКТРИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ ТЕКТОНОСФЕРЫ

др.] - см. выше. В верхней части геоэлектрической модели КрвА отчетливо фиксируются проводящие объекты, связанные с графитизацией пород (рис. 2.18, А, Б). На различных пересечениях аномалии на щите (три из них показаны на рис. 2.18,А) построены геоэлектрические модели коры, на которых в разных частях интервала глубин от 15-20 до 40-45 км выделены проводящие объекты со значениями ρ в пределах 0,5 -1, 1-10, 10-30, 50-60 и 90-100 Ом·м. Приведенные выше данные позволяют обоснованно связывать их природу с графитизацией и флюидизацией пород. Заметное влияние может оказать и воздействие высокой температуры на породы. Мощность земной коры в районе аномалии сокращается и становится менее 40 км. Не исключено, что наиболее глубокие части выявленных проводников находятся в верхних горизонтах мантии и связаны с частичным плавлением ее пород.

Альтернативным рассмотренному варианту может быть представление о связи глубинных проводящих объектов (в частности, КрвА) со скоплениями рудных минералов. В сухой породе с рудными минералами у.э.с. можно оценить по эмпирической формуле $\lg \rho = 10,76 - 16,67C^{0,4}$ [33]. Концентрацию рудных минералов можно оценить по величине намагниченности магнитоактивных объектов. Судя по оценкам, приведенным в [32,108], в крупных объектах едва ли следует ожидать концентрации рудных минералов выше 10-15%, что отвечает величине ρ породы около 10^3 - 10^4 Ом·м. Влажность пород средней и нижней частей коры при отсутствии магматических флюидов незначительна, она не может увеличить связность рудных проводящих включений. Поэтому здесь нельзя ожидать появления объектов с низкими у.э.с. за счет скоплений рудных минералов.

Глава 3. Тепловые модели тектоносферы

Геотермические исследования Украинского щита продолжаются уже в течение сорока лет, основные результаты обобщены в работе [43]. На его территории определено около 1700 значений глубинного теплового потока Земли (ТП) в отдельных скважинах (небольшое число ТП – в приповерхностных условиях по специальной методике [45]). Однако большая часть этих данных сосредоточена на небольшом участке (площадью около 10-12 тыс. км² из примерно 250 тыс. км² общей площади щита и его склонов) на территории Кировоградского блока. В целом на площади УЩ и его склонов для примерно 40% трапеций 0,5⁰с.ш. x 0,5⁰в.д. вообще нет определений ТП, в 35% есть по 1-2 определения. В последние годы (после опубликования [43]) проведены дополнительные исследования, позволившие выявить неизвестные ранее зоны повышенных ТП, проведено моделирование стационарного и нестационарного тепловых полей на всей территории УЩ, построены модели для верхней мантии, отражающие современное состояние поля и его эволюцию в геологическом прошлом. Рассмотрению части этих результатов в основном и посвящена глава 3.

3.1. Некоторые вопросы методики определения теплового потока

Определение ТП на Украинском щите проводилось в основном в сравнительно мелких скважинах (30-350м). Для достоверного расчета геотермического градиента (γ) по установленным в них распределениям температур (Т) необходимо учитывать ограниченность интервала глубин и наличие помех, особенно сильных на этих глубинах.

1. Необходима точность измерения температуры, достаточная для достоверного определения геотермического градиента на минимальной базе. Практически погрешность около 0,03⁰С удовлетворяет этому условию. Измерения производились термисторными термометрами, данные которых около 10 лет назад были сопоставлены с данными, полученными в 6 скважинах Сахалина и Курил, где за 1-5 лет до этого проводились измерения термометром Института морской геологии и геофизики ДВО РАН. Модальная величина расхождений составила 0,07⁰С (рис. 3.1). В последующие годы повторные градуировки термометра и повторные измерения в скважинах Украины продемонстрировали неизменность градуировки термометра. На УЩ повторные измерения в 2002-2005гг были выполнены в 12 скважинах, их результаты иллюстрирует гистограмма расхождений на рис. 3.1.

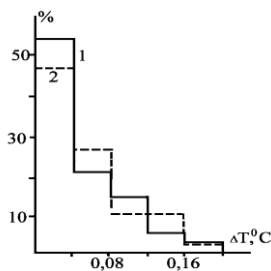


Рис. 3.1. Гистограммы различий температуры, установленных при повторных измерениях в скважинах.

1 - данные ИМГГ ДВО РАН и ИГФ НАНУ на Сахалине и Курилах, 2 - данные авторов, полученные в 2002-2005 гг на УЩ.

Модальная величина расхождений составляет 0,07⁰С. Она формируется погрешностями каждого из двух измерений и небольшими колебаниями температуры, неизбежными в реальной скважине. Приведенная информация позволяет утверждать, что абсолютная и относительная погрешность измерения составляет около 0,02-0,03⁰С. В семи скважинах использованы данные о Т из работы [147] и отчета (Гидрогеологические условия и оценка эксплуатационных запасов подземных вод района г. Киева / Литвак Д.Р., Козьменко А.П., Ровинский М.С. и др. - К.: Геоинформ. - 1972). В пяти из них проводились повторные измерения Т стандартным каротажным термометром сопротивления ЭТМИ с интервалом в 1-2 недели. Среднее расхождение полученных значений составляет около 0,15-0,20⁰С. Для этих скважин расчет геотермического градиента выполнялся на базе 250-350 м, что обеспечивало достоверное определение γ .

ГЛАВА 3

2. Расчет γ проводился, как правило, по перепаду T между поверхностью и глубинной точкой. При глубинах последней более 150-200 м достаточно было использовать данные о региональном изменении температуры поверхности (рис. 3.2 [23,43]). Для расчета геотермического градиента на меньшей базе применялись данные о температуре поверхности непосредственно в районе измерений, полученные при экстраполяции к поверхности термограмм в интервалах глубин 10-100 м. Их верхние части исправлялись с учетом годовых вариаций температуры почвы. Для типичного на щите вида вариаций поправки для разного времени измерений T приведены в табл. 3.1 (температуропроводность (а) - $7 \cdot 10^{-7} \text{ м}^2/\text{с}$).

Таблица 3.1.

$H, \text{ м}$	1.01	1.02	1.03	1.04	1.05	1.06	1.07	1.08	1.09	1.10	1.11	1.12
5	-0,45	-0,24	0,86	1,27	1,31	1,03	0,44	-0,25	-0,87	-1,27	-1,31	-1,03
10	-0,18	-0,28	-0,31	-0,25	-0,13	0,03	0,18	0,28	0,30	0,25	0,13	-0,03
15	0,02	-0,05	-0,12	-0,14	-0,14	-0,09	-0,03	0,05	0,11	0,14	0,14	0,09
20	0,01	-0,02	-0,05	-0,06	-0,06	-0,04	-0,01	0,02	0,05	0,06	0,06	0,04
25	-0,01	-0,03	-0,05	-0,05	-0,04	-0,02	0,01	0,03	0,05	0,05	0,04	0,02
30	0,01	0	0	0	0	-0,01	-0,01	-0,01	0	0	0	0,01

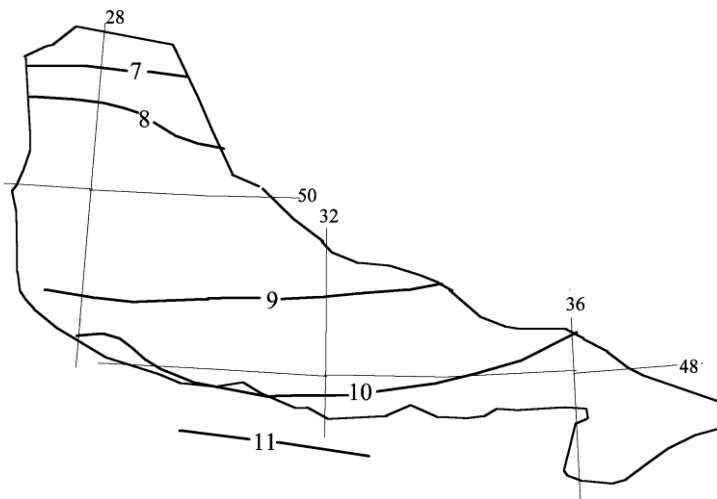


Рис. 3.2. Региональное изменение T поверхности ($^{\circ}\text{C}$) на Украинском щите

3. В наблюдаемые значения T вводились поправки, учитывающие отличие климата прежних эпох от современного. Методика их использования отработана на УЩ [43] и здесь не будет рассматриваться. В соответствии с теплопроводностью пород поправки были пересчитаны в величины ТП и вносились в следующем виде: в породах осадочного слоя до глубины 30 м

- 6-7 $\text{мВт}/\text{м}^2$, на больших глубинах - 8 $\text{мВт}/\text{м}^2$, в кристаллических породах поправки достигали 12 $\text{мВт}/\text{м}^2$.

4. В маломощном осадочном чехле щита и его слоных и трещиноватых породах верхней части фундамента часто происходят перетоки подземных вод с вертикальной составляющей, искажающие температуры. Введение соответствующих поправок базировалось на представлении о быстром перемещении инфильтрующихся вод в рассматриваемом интервале глубин. Проверке такого представления посвящено специальное методическое исследование.

Предварительные оценки показывают, что для получения достоверно наблюдаемого эффекта необходимо постоянное поступление на глубины порядка 100м поверхностной воды в количестве около 100мм/год, что достижимо при обычной годовой сумме осадков в Украине (порядка 500 мм/год) только для аномально высокой проницаемости пород чехла (коэффициенте инфильтрации около 20%). Однако возможно возникновение аномалии T в связи с инфильтрацией, обусловленное не естественным ходом процесса, а техногенными причинами. Такая ситуация сложилась в районе гидронаблюдательных скважин №№ 398 и

403 в г. Киеве. Здесь в период с конца января до начала апреля 2004г. при намыве песчаного слоя на поверхность поступило несколько десятков м³ воды на каждый м² площади. Это при реальных коэффициентах инфильтрации в 5-10% могло обеспечить ее просачивание вплоть до фундамента в количестве, эквивалентном слою мощностью в первые метры. Средняя температура почвенного слоя в этот период, судя по метеоданным, составляла 2-3⁰С. Ее отличие от температур на глубинах 50-200м достигало 7-12⁰С.

Оценка ожидаемого эффекта была проведена по формуле [43] для Т на глубине z от трехмерных нестационарных источников тепла размерами x₁÷x₂, y₁÷y₂, h₁÷h₂ с аномальными температурами ΔТ, действующими в течение времени τ :

$$T = \sum 0,125 \Delta T (\Phi(x_2/2(a\tau)^{0,5}) - \Phi(x_1/2(a\tau)^{0,5})) (\Phi(y_2/2(a\tau)^{0,5}) - \Phi(y_1/2(a\tau)^{0,5})) \cdot (\Phi((h_1+z)/2(a\tau)^{0,5}) - \Phi((h_2+z)/2(a\tau)^{0,5}) + \Phi((h_2-z)/2(a\tau)^{0,5}) - \Phi((h_1-z)/2(a\tau)^{0,5})) .$$

Формируемый инфильтрацией аномальный объект разбивался по глубине на несколько элементарных тел с разными ΔТ. При оценке последнего параметра учитывалось различие объемной теплоемкости воды и пород.

Расчет показывает, что во всем указанном интервале глубин должна была сформироваться заметная аномалия температуры, практически полностью воспроизводящая ΔТ и сохраняющаяся без заметного изменения интенсивности в течение многих лет. Каждому проценту заполнения порового пространства поверхностными водами в интервале глубин 50-200м (т.е. заведомо глубже слоя сезонных изменений Т) отвечает отрицательная аномалия температуры 0,15-0,2⁰С.

В скважине №403, вскрывающей кампанский водоносный горизонт в интервале глубин 72-80м, и №398, вскрывающей байос-среднетриасовый водоносный горизонт в интервале глубин 195-230м, проводились измерения уровней с 1982г. Данные последних трех лет иллюстрирует рис. 3.3. Видно, что уровень в 2004г приблизился к поверхности по сравнению с 2002-2003гг на 0,6 и 1,3 м соответственно. Это может быть связано с аномальной инфильтрацией поверхностных вод, уже достигшей максимальной глубины. Скважина №398 находится непосредственно у намытого слоя, скважина №403 – примерно в 200м от него.

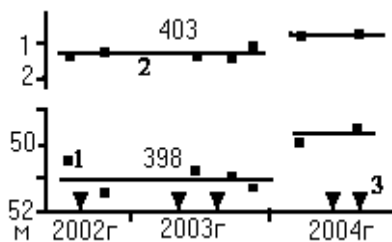


Рис. 3.3. Результаты измерения глубины зеркала воды в скважинах №398 и №403 в 2002-2004гг

1 – глубины по данным отдельных измерений, 2 – средние глубины в 2002-2003 и 2004 гг, 3 – время измерений Т в скважине №398.

В 2002-2004 гг в скважине №398 проводились многократные измерения температуры. Между результатами трех последовательных измерений в 2002-2003гг, выполненных разными термисторными термометрами, отмечены различия со средней величиной 0,05⁰С, которые можно объяснить обычной погрешностью наблюдений. Измерения Т, выполненные в июне и августе 2004 года, выявили понижение температур во всем интервале измерений (55-205м) на 0,1-0,26⁰С. Повторные измерения в 2002-2004гг в скважинах других гидронаблюдательных постов в г.Киеве не обнаружили значащих изменений температур в 2004г по сравнению с установленными в 2002-2003гг.

Если принятая гипотеза появления аномалии Т верна, то интенсивность аномалии должна увеличиваться с глубиной наблюдений определенным образом.

Для рассмотрения изменчивости аномалии с глубиной были выбраны два интервала с разной величиной геотермического градиента (рис. 3.4). Для устранения влияния случайных вариаций Т в каждом интервале вычислены средние значения температуры и ее

аномалии. В первом (55-125м) средняя T составляла в 2002-2003гг $10,57^{\circ}\text{C}$, во втором – $13,17^{\circ}\text{C}$, обнаруженные в 2004г отрицательные аномалии - $0,15\pm 0,03$ и $0,20\pm 0,03^{\circ}\text{C}$, соответственно. Установленное относительное изменение величины возмущения соблюдается при температуре инфильтрующейся воды $2,5^{\circ}\text{C}$. Абсолютная величина искажений достигается (с учетом различий в объемной теплоемкости воды – $4,2\cdot 10^6$ Дж/м³·°C и пород – $2,5\cdot 10^6$ Дж/м³·°C) при заполнении примерно 1% объема поверхностными водами. Это эквивалентно поступлению в породы слоя воды мощностью около 2 м. Полученные результаты неплохо согласуются с ожидаемыми, что указывает на достоверность (несмотря на явное упрощение по сравнению с реальным процессом) принятого механизма формирования температурной аномалии при инфильтрации поверхностных вод.

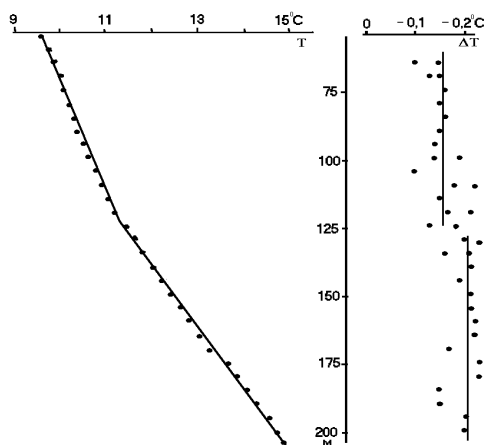


Рис. 3.4. Термограмма (T) по скважине №398, полученная в 2002-2003гг и температурная аномалия (ΔT), обнаруженная в 2004г.

Проведенный эксперимент позволяет уверенно использовать принятый подход для введения гидрогеологических поправок. В процессе измерений T по искажению термограмм были обнаружены гидрогеологические помехи двух видов. Первый формируется в случае откачек, не приводящих к заметному перетоку вод из вышележащих горизонтов. Он выражается в увеличении T выше эксплуатируемого пласта (рис. 3.5). Очевидно, что оценка γ может быть проведена по перепаду температур между поверхностью и водоносным пластом. Второй вид искажения возникает, когда интенсивность откачки приводит к поступлению в эксплуатируемый пласт воды из вышележащих горизонтов. В результате T над пластом понижается, в верхней части разреза сохраняются повышенные температуры. Предельный случай такой ситуации показан на рис. 3.5.

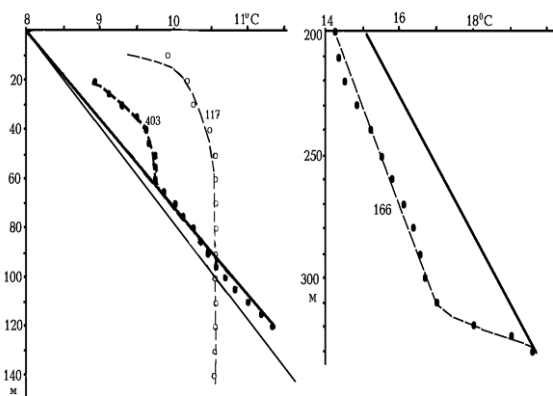


Рис. 3.5. Примеры искажений термограмм, вызванных перетоками подземных вод. Штриховые линии - наблюдаемые термограммы, сплошные - исправленные.

В результате принудительной конвекции в значительном интервале глубин установился практически нулевой геотермический градиент. Выше и ниже этого интервала возникают погранзоны. Определение неискаженного значения γ возможно по температурам поверхности и средней точки между ней и эксплуатируемым горизонтом или точки ниже нижней погранзоны [43].

Рассмотренные помехи относятся к локальным, связанным с нарушениями естественного режима водообмена. Региональные естественные вертикальные перетоки вод (начиная с инфильтрации поверхностных) могут быть учтены только приближенно по данным из работы [17]. Их влияние пренебрежимо мало из-за небольшой мощности осадочного слоя. После введения поправки ТП увеличивается примерно на 1 мВт/м^2 .

Однако не исключено, что такая оценка слишком груба и в будущем, при появлении более детальной информации, возможно исправление установленных ТП в сторону их некоторого увеличения.

Определим точность полученных значений ТП. В тех случаях, когда гидрогеологические искажения не ведут к исчезновению нормального распределения температуры с глубиной, можно говорить о небольшой величине ожидаемой погрешности. Точность определения T - первые сотые доли градуса, соответственно геотермический градиент установлен с погрешностью не более первых процентов (то же можно сказать о точности геотермического градиента при измерении T с большей погрешностью на большей базе - см. выше). Соотношения γ в слоях с разной теплопроводностью точно отвечают ее величине. Таким образом, ошибка должна быть на уровне 5-10%. Подтверждением этому служит повторное определение глубинного ТП в одной скважине через 29 лет после первого [45] (проведенное по новому измерению T в другом интервале глубин): старое и новое значения составляют 54 и 53 мВт/м² соответственно. Но в значительной части скважин погрешность определяется точностью введения поправки, которую трудно выразить в сопоставимом виде. С другой стороны, погрешность должна проявляться в разбросе установленных значений на ограниченной территории, составляя какую-то его часть. Полная картина разброса единичных значений (установленных в отдельных скважинах) в районе г. Киева может быть описана следующим образом: 70% единичных определений ТП отклоняются от среднего в группе на 0-10%, практически все остальные укладываются в диапазон отклонений 10-20%. Поскольку ТП изменяется и от естественных причин (а не только в связи с погрешностью определения), следует признать наиболее вероятной ошибкой его величины 5-10%. Такая оценка согласуется со средней, полученной на территории Украины [43].

3.2. Глубинный тепловой поток УЩ

Значения ТП, определенные до 2002г и сгруппированные в пунктах, отличающихся по географическим координатам не менее, чем на 1', приведены в табл. 3.2 по [43] (в мВт/м²).

Таблица 3.2.

С.ш.	В.д.	ТП	С.ш.	В.д.	ТП	С.ш.	В.д.	ТП	С.ш.	В.д.	ТП	С.ш.	В.д.	ТП
51 28	27 22	37	48 52	32 37	48	48 31	32 21	44	48 19	32 25	40	47 54	32 06	50
51 25	27 23	45	48 52	32 52	44	48 31	32 27	56	48 18	32 14	47	47 54	32 21	66
51 07	30 35	50	48 51	32 12	43	48 31	32 30	46	48 18	32 20	48	47 53	32 05	47
51 07	30 38	40	48 51	32 36	49	48 31	32 36	46	48 18	32 22	46	47 53	32 21	59
51 05	30 30	49	48 51	32 45	53	48 31	33 05	40	48 18	33 18	35	47 53	33 17	41
50 55	29 44	58	48 51	32 52	62	48 30	32 30	46	48 17	32 16	51	47 53	33 20	41
50 52	30 07	65	48 50	32 52	52	48 29	32 17	66	48 15	33 07	40	47 53	35 55	52
50 37	30 41	35	48 49	32 34	54	48 29	32 31	46	48 14	32 20	45	47 52	28 45	58
50 36	29 21	35	48 49	32 52	43	48 29	32 40	44	48 14	32 23	45	47 52	32 18	62
50 30	29 03	47	48 48	32 11	47	48 29	33 00	38	48 14	32 26	38	47 52	32 21	51
50 29	29 09	48	48 48	32 15	46	48 28	32 11	37	48 14	33 04	50	47 52	32 28	34
50 29	29 23	46	48 47	32 27	42	48 28	32 17	61	48 14	33 13	44	47 50	32 02	43
50 29	30 21	61	48 47	32 34	42	48 28	32 32	44	48 13	28 23	60	47 50	32 36	66
50 26	29 02	34	48 47	32 53	56	48 28	32 45	38	48 13	30 12	46	47 50	32 39	59
50 26	29 13	40	48 46	32 12	48	48 28	32 48	43	48 13	32 15	38	47 49	32 19	79
50 25	30 33	54	48 46	32 28	46	48 28	32 54	44	48 12	33 14	58	47 49	32 37	61
50 24	30 30	58	48 46	32 29	38	48 28	32 56	44	48 11	31 05	53	47 49	32 47	70
50 22	31 20	54	48 46	32 35	40	48 28	33 02	42	48 11	33 10	55	47 48	32 25	55

ГЛАВА 3

50 20	30 30	51	48 46	33 37	47	48 27	32 19	50	48 10	28 21	70	47 48	32 30	40
50 20	29 33	34	48 45	32 12	40	48 27	32 30	61	48 10	29 58	51	47 48	32 47	67
50 16	29 28	42	48 45	32 54	53	48 27	32 33	45	48 10	33 11	57	47 47	32 40	64
50 16	29 32	48	48 44	32 14	40	48 27	32 44	45	48 08	32 09	50	47 47	32 46	78
50 15	29 13	44	48 44	32 41	56	48 27	32 57	40	48 08	32 17	63	47 45	30 00	75
50 15	29 29	48	48 44	32 44	52	48 27	33 24	30	48 08	32 23	66	47 45	32 15	58
50 14	29 18	35	48 43	32 14	40	48 26	32 15	53	48 08	32 27	38	47 45	32 16	62
50 14	29 38	45	48 43	33 34	47	48 26	32 19	42	48 08	33 11	50	47 42	32 03	74
50 14	31 47	52	48 42	30 12	42	48 26	32 25	46	48 07	32 14	54	47 42	32 36	87
50 11	28 22	35	48 42	32 08	41	48 26	32 32	44	48 06	33 00	62	47 40	32 33	78
50 07	29 57	48	48 42	32 13	49	48 26	32 34	49	48 06	33 31	42	47 40	35 54	52
50 06	29 08	40	48 42	32 53	57	48 26	32 48	37	48 05	28 28	56	47 38	35 49	51
50 05	31 10	54	48 41	32 33	55	48 26	32 57	34	48 05	32 57	53	47 37	35 47	45
49 48	29 57	38	48 40	32 12	51	48 25	27 48	52	48 04	28 47	51	47 35	36 16	55
49 46	30 04	36	48 39	32 04	77	48 25	32 07	40	48 04	30 06	44	47 34	35 50	57
49 44	29 03	30	48 39	32 10	39	48 25	32 17	50	48 04	32 19	51	47 34	38 15	63
49 39	29 10	38	48 38	31 44	45	48 25	32 23	60	48 04	33 11	48	47 33	33 27	46
49 38	30 55	45	48 38	32 08	45	48 25	32 32	43	48 03	32 12	46	47 29	36 14	47
49 33	31 13	44	48 38	32 43	39	48 24	27 27	59	48 03	32 50	40	47 22	33 14	46
49 28	28 21	44	48 37	31 21	48	48 24	32 08	40	48 02	28 38	53	47 21	32 15	64
49 27	28 42	44	48 36	32 05	37	48 24	32 17	63	48 02	32 08	51	47 17	37 48	59
49 27	29 15	37	48 36	32 17	63	48 24	32 20	73	48 02	32 14	54	47 17	38 18	53
49 24	28 30	43	48 35	32 13	51	48 24	32 24	60	48 01	28 42	60	47 15	35 00	51
49 18	29 00	46	48 35	32 16	60	48 24	32 27	47	48 01	31 04	48	47 15	35 39	58
49 13	29 03	49	48 35	32 19	50	48 23	27 32	50	48 01	32 11	44	47 14	33 24	45
49 12	31 03	40	48 35	32 23	48	48 23	32 08	40	48 01	32 18	48	47 14	35 44	53
49 10	28 28	40	48 35	32 27	38	48 23	32 09	43	48 01	32 55	54	47 12	38 12	55
49 09	29 45	45	48 34	32 04	54	48 23	32 19	68	48 00	32 12	45	47 11	37 59	59
49 08	29 34	50	48 34	32 10	41	48 23	32 21	75	48 00	32 55	51	47 10	35 00	48
49 05	31 58	40	48 34	32 16	53	48 23	32 25	53	48 00	33 17	43	47 10	36 05	50
49 05	32 00	52	48 34	32 17	51	48 23	32 28	44	48 00	33 25	42	47 08	38 05	48
49 05	32 56	43	48 34	32 21	46	48 23	32 45	43	47 59	32 19	68	47 07	34 30	49
49 05	33 35	44	48 33	32 13	49	48 22	32 09	40	47 58	32 22	59	47 07	35 24	63
49 04	29 51	39	48 33	32 18	67	48 22	32 23	45	47 58	32 24	63	47 06	37 48	53
49 04	32 00	43	48 33	32 20	40	48 22	32 25	57	47 58	33 12	66	47 06	38 10	45
49 03	30 54	36	48 33	32 25	55	48 22	32 38	47	47 57	32 19	71	47 04	37 12	55
49 03	32 00	41	48 32	32 17	62	48 22	32 48	36	47 57	32 22	62	47 01	33 36	50
49 02	33 13	50	48 32	32 19	55	48 21	29 02	42	47 57	32 28	60	47 01	34 25	44
49 00	32 32	63	48 32	32 28	55	48 21	30 20	40	47 57	33 22	37	47 00	32 53	60
49 00	33 43	45	48 32	32 37	53	48 21	32 17	60	47 56	32 04	41	47 00	34 39	52
48 58	32 40	72	48 32	32 53	49	48 20	32 18	57	47 55	32 06	47	46 57	33 54	53
48 58	32 45	69	48 32	33 03	35	48 19	32 11	44	47 55	32 19	69	46 55	37 20	43
48 58	32 48	56	48 31	32 16	74	48 19	32 13	49	47 55	36 50	67			

В табл. 3.3. приведены результаты определений глубинного теплового потока в 2002-2005гг без группирования.

Таблица 3.3.

С.ш.	В.д.	ТП	С.ш.	В.д.	ТП	С.ш.	В.д.	ТП	С.ш.	В.д.	ТП	С.ш.	В.д.	ТП
50 37	27 37	32	51 13	27 39	32	50 17	28 40	41	50 30	30 30	62	49 48	29 18	44
50 36	30 43	62	-"-	-"-	36	50 26	30 35	63	50 15	30 48	63	49 52	31 50	55
-"-	-"-	60	50 30	30 59	42	50 25	30 30	52	50 14	30 31	47	-"-	-"-	57
50 35	30 15	64	50 28	30 30	47	50 23	30 39	56	-"-	-"-	65	49 39	32 15	47
50 34	30 38	52	50 28	30 33	52	50 23	30 39	55	-"-	-"-	48	-"-	-"-	47
50 33	30 37	56	-"-	-"-	52	50 23	30 53	51	-"-	-"-	51	-"-	-"-	52

ТЕПЛОВЫЕ МОДЕЛИ ТЕКТОНОСФЕРЫ

50 33	30 47	60	"-	"-	52	50 22	30 19	48	50 14	30 32	56	49 35	32 08	53
50 32	30 30	58	"-	"-	52	50 22	30 37	57	"-	"-	60	"-	"-	50
"-	"-	56	50 28	30 35	53	50 22	30 42	55	"-	"-	43	49 26	32 12	46
50 31	30 35	49	50 28	30 59	52	"-	"-	54	"-	"-	43	49 09	31 39	32
"-	"-	50	50 27	30 32	59	50 21	30 36	61	"-	"-	47	"-	"-	32
"-	"-	53	"-	"-	53	50 19	30 51	49	49 56	32 22	45	"-	"-	32
"-	"-	52	"-	"-	57	50 17	30 33	51	"-	"-	42	"-	"-	37
50 30	30 28	60	"-	"-	58	"-	"-	55	"-	"-	45	"-	"-	31
50 30	30 30	62	50 26	30 35	63	"-	"-	51	49 52	31 50	43	"-	"-	34
									48 47	30 15	43	"-	"-	30

При картировании новые значения ТП были сгруппированы по пунктам аналогично старым. Карта глубинного теплового потока УЩ приведена на рис. 3.6.

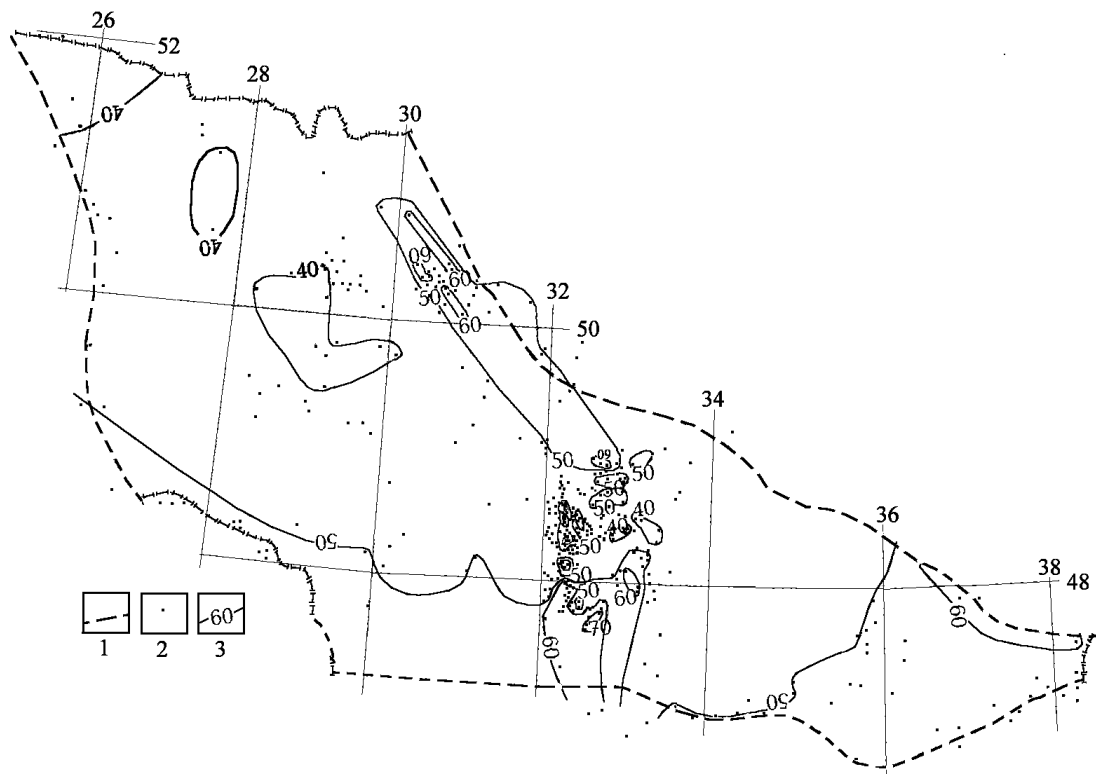


Рис. 3.6. Карта глубинного теплового потока УЩ
1 – границы щита и его склонов, 2 - пункты определения ТП, 3 – изолинии ТП (в мВт/м²)

Изученность щита по ТП очень неравномерна. Поэтому можно только в предварительном порядке характеризовать распределение этого параметра, выделив три области: среднего (нормального для щита) ТП – в среднем 44-45 мВт/м², пониженного ТП – в среднем 35-36 мВт/м² и повышенного ТП – в среднем 58-60 мВт/м². В последнем случае названная величина неполно характеризует ТП соответствующих зон. На большей части их территории распространены значения глубинного теплового потока на уровне 52-53 мВт/м² и на небольшой территории встречаются величины 65-75 мВт/м². Высокие значения ТП (более 60 мВт/м²) достоверно зафиксированы (не в единичных пунктах) в пределах Кировоградской, Днепровской аномалий и на границе Приазовского массива и Донбасса.

В отличие от распространенных представлений о том, что на щитах ТП низкий и слабо изменчивый, на УЩ обнаруживается совсем иная картина. Здесь довольно широко

ГЛАВА 3

развиты положительные аномалии, возможно, отвечающие зонам современной активизации. Не исключено, что такие аномалии еще будут обнаружены при изучении оставшихся «белых пятен» на УЩ.

3.3. Тепловой поток и теплогенерация горных пород коры УЩ

Основные закономерности изменения ТП и роль различных факторов в формировании его величины можно изучить при сравнении экспериментальных величин с расчетными радиогенными.

Часто предполагается такая структура радиогенных источников тепла, объясняющих стационарный ТП. На поверхности располагается слой разной мощности в разных регионах (порядок величины – 10 км), в пределах которого радиогенная теплогенерация (ТГ) переменна и заметно не отличается от установленной на поверхности. Именно здесь формируются различия ТП. Из нижележащей коры и мантии поступает стабильный по величине тепловой поток. На примере наиболее изученной центральной части щита было показано, что эта модель не работает [43]. Есть смысл рассмотреть ее на материале по всему щиту. Тем более, что, в отличие от средних химических составов пород блоков УЩ (см. гл. 7), содержания урана и тория в их пределах значительно разнятся (табл. 3.4).

Таблица 3.4 [8,55,59 и др.]

Эле- Мент	Средние содержания в породах блоков (U,Th – в г/т, К – в %)							
	Волын- ский	Подольс- кий	Белецк- овский	Голова- Невский	Кирово Градский	Приднеп- ровский	Приазов- ский	Среднее по УЩ
U	3,2	1,1	3,2	1,3	2,5	1,7	0,8	2,2
Th	14	10	25	6	14	10	6	14
K	3	2,3	3,1	2,1	2,8	1,9	2,1	2,6

Распределение ТГ в поверхностных породах щита показано на рис. 3.7 по данным из работ [8,55,59 и др.].

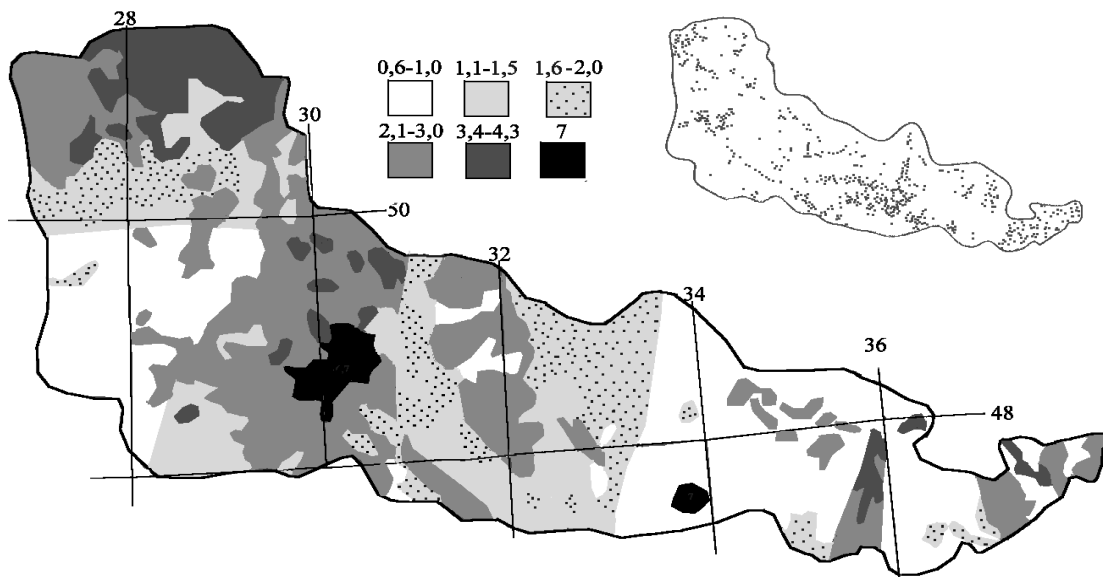


Рис. 3.7. Радиогенная теплогенерация (в мкВт/м³) в поверхностных породах Украинского щита. На врезке показаны пункты отбора проб для определения содержаний урана

ТЕПЛОВЫЕ МОДЕЛИ ТЕКТОНОСФЕРЫ

Очевидно, что вариации теплогенерации очень велики (в некоторых случаях превышают порядок). При распространении таких величин на слой мощностью 10 км должны были бы образоваться различия в ТП в несколько десятков мВт/м². В принципе они наблюдаются (рис. 3.6), но области повышенных ТП совсем не соответствуют областям аномально высоких ТГ.

В районах щита, где определялись значения ТП, распределение теплогенерации можно представить гистограммой (рис. 3.8).

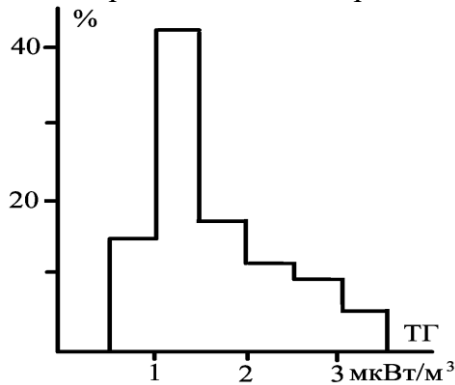


Рис. 3.8. Гистограмма распределения радиогенной теплогенерации поверхностных пород в районах определения ТП на Украинском щите.

Распределение отличается от нормального, но основной массив может быть охарактеризован модальным значением $1,25 \pm 0,4$ мкВт/м³, что соответствует использованному ниже выражению.

Связь величин теплового потока с теплогенерацией поверхностных пород, которая должна наблюдаться в случае справедливости рассматриваемой модели, не обнаруживается (рис. 3.9).

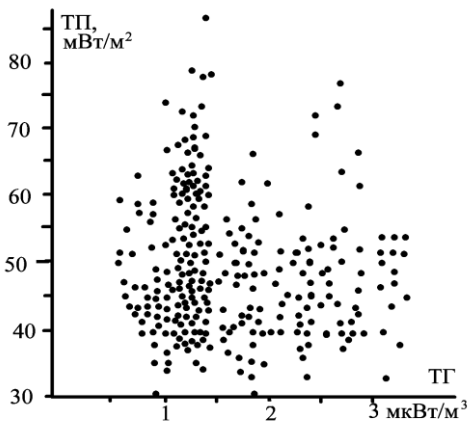


Рис. 3.9. Связь теплогенерации в поверхностных породах и теплового потока на УЩ

Если исключить из рассмотрения наиболее высокие значения ТП, вероятно, связанные с зонами современной активизации (см. ниже) и явно нестационарные, то ситуация не изменится.

Для расчета ТП использовались радиогенные теплогенерации пород коры, вычисленные по скоростным и (в основном) плотностным разрезам вдоль профилей ГСЗ. Предпочтение отдано плотностным моделям коры, т.к. на них всегда заполнена значениями плотности (σ) вся кора и они проконтролированы гравитационным полем.

Для расчета ТГ по V_p и σ в породах коры использовались выражения [43] в консолидированной коре: $TГ = 1,28 \exp 1,54(6 - V_p)$ и $TГ = 1,28 \exp 5,7(2,69 - \sigma)$. Полученные в результате таких расчетов величины ТГ (в мкВт/м³) сведены в таблицу 3.5.

Таблица 3.5.

V_p	σ	ТГ	V_p	σ	ТГ	V_p	σ	ТГ
5,9	2,66	1,52	6,6	2,85	0,51	7,2	3,04	0,20
6,0	2,69	1,28	6,7	2,88	0,44	7,3	3,10	0,17
6,1	2,72	1,08	6,8	2,91	0,37	7,4	3,13	0,15
6,2	2,74	0,94	6,9	2,93	0,32	7,5	3,16	0,13
6,3	2,77	0,81	7,0	2,96	0,27	7,6	3,19	0,11
6,4	2,80	0,69	7,1	2,99	0,23	7,7	3,22	0,09
6,5	2,82	0,59						

Формула расчета коровой радиогенной составляющей ТП по ТГ от единичного источника в форме параллелепипеда имеет вид:

$ТП = 0,16 ТГ (h_2 - h_1)(\arctg((x_1 y_1/h)/(x_1^2 + y_1^2 + h^2)^{0,5}) - \arctg((x_2 y_1/h)/(x_2^2 + y_1^2 + h^2)^{0,5}) + \arctg((x_1 y_2/h)/(x_1^2 + y_2^2 + h^2)^{0,5}) - \arctg((x_2 y_2/h)/(x_2^2 + y_2^2 + h^2)^{0,5}))$, где x_1, x_2, y_1, y_2 - расстояния от точки счета до границ полосы по соответствующим координатам в км, $h = 0,5(h_1 + h_2)$, где h_1 и h_2 - глубины кровли и подошвы пласта в км, 0,16 - коэффициент, учитывающий, что \arct - в градусах, ТГ - в мкВт/м³ и ТП - в мВт/м².

Упрощение расчетного выражения достигнуто тем, что параллелепипед заменяется полосой без толщины, которая характеризуется только глубиной, равной глубине центра параллелепипеда. Из-за этого могут возникнуть погрешности вычислений. Если параллелепипед разбить на множество тел с соответствующей толщиной (Δh), результат приблизится к точному. Выясним, какие мощности параллелепипедов допустимы в практических расчетах ТП по ТГ. Для верхней и нижней коры (0-20 и 20-40 км соответственно) проведем расчеты для типичного блока размером в плане 50x50 км с ТГ = 1 мкВт/м³ (это величина близка к реальной в верхней части коры и больше нее в нижней). Используем Δh 20, 10, 5 и 2,5 км, рассчитаем ТП на расстояниях Δx от центра блока 0-100 км. Результаты приведены в таблице 3.6.

Таблица 3.6.

Δx , км	ТП (мВт/м ²) при Δh (км)							
	20	10	5	2,5	20	10	5	2,5
	0-20 км				20-40 км			
0	13,3	13,5	13,6	13,6	5,4	5,5	5,6	5,6
10	12,7	13	13,1	13,1	5,1	5,2	5,3	5,3
20	10	10,6	10,9	10,9	4,3	4,4	4,4	4,4
30	4,6	4,1	4	3,8	3,1	3,2	3,2	3,2
40	1,8	1,6	1,6	1,6	2,1	2,1	2,1	2,1
50	0,8	0,8	0,8	0,8	1,3	1,3	1,3	1,3
60	0,4	0,4	0,4	0,4	0,9	0,9	0,9	0,9
70	0,3	0,3	0,3	0,3	0,6	0,6	0,6	0,6
80	0,2	0,2	0,2	0,2	0,4	0,4	0,4	0,4
90	0,1	0,1	0,1	0,1	0,3	0,3	0,3	0,3
100	0	0	0	0	0,2	0,2	0,2	0,2

Очевидно, что, используя в верхней части разреза разбиение на слои мощностью не больше 10 км, получим ошибку не более нескольких десятых долей мВт/м².

Информация о распределении скорости сейсмических волн и плотности пород в коре имеется только на профилях ГСЗ. Необходимо выяснить, насколько могут измениться расчетные величины при учете влияния отличий ТГ в соседних блоках коры от принятых на профиле. Определим это влияние для случая максимального контраста на всех коровых глубинах, считая, что различия везде имеют один знак. Максимальные различия, установленные по данным на используемых профилях ГСЗ (см. ниже), приведены в таблице 3.7

Таблица 3.7.

h_1 , км	h_2 , км	$\Delta ТГ$, мкВт/м ³
0	4	0,8
4	8	0,5
8	20	0,2
20	40	0,2

ТЕПЛОВЫЕ МОДЕЛИ ТЕКТОНОСФЕРЫ

Аномальный ТП (пикет 0 - на границе блоков, увеличение пк - с удалением от границы в сторону блока с нормальной теплогенерацией) составляет: 0 км - 5,7, 25 км - 1,6, 50 км - 0,9 мВт/м². Т.е. уже на расстоянии 25 км при максимальном контрасте ТГ влияние составляет около 1,5 мВт/м², при реальном контрасте - меньше. Расстояние меньше 25 км есть только на ограниченном участке между профилями XXV и Г IV, но там контраст практически отсутствует. Т.о. на всех профилях можно использовать практически двумерную модель (ведь между ними нет информации о ТГ пород коры). К чему это приведет, выяснится при сравнении ТП в точках пересечения профилей. Второй вывод из результатов проведенного тестирования - с расчетными ТП имеет смысл сравнивать только экспериментальные значения, полученные в близких (не далее 20 км) к профилю пунктах.

Расчет проведен по 12 профилям ГСЗ и их крупным фрагментам (рис. В.1). Использованы данные из работ [31,63-67,92,93,127,136,159,160,188,210 и др.]. Тепловой поток из мантии был принят равным 20 мВт/м² [43].

Сопоставление расчетных (ТПр) и экспериментальных (ТПэ) величин ТП вдоль профилей ГСЗ показано на рис. 3.10. Видно, что экспериментальные величины на шите в среднем согласуются с расчетными. Расхождения между расчетными ТП в точках пересечения профилей составляет в среднем 2-3 мВт/м², что указывает на погрешность расчета корового ТП на уровне достигнутого для ТПэ.

В целом по территории УЩ сравнение проведено в 211 пунктах. Это создает хорошую основу для выявления основных закономерностей связи двух параметров. Положительными расхождения считались в тех случаях, когда экспериментальные величины были больше расчетных. Результаты сравнения в виде гистограммы расхождений (Δ ТП) представлены на рис. 3.11.

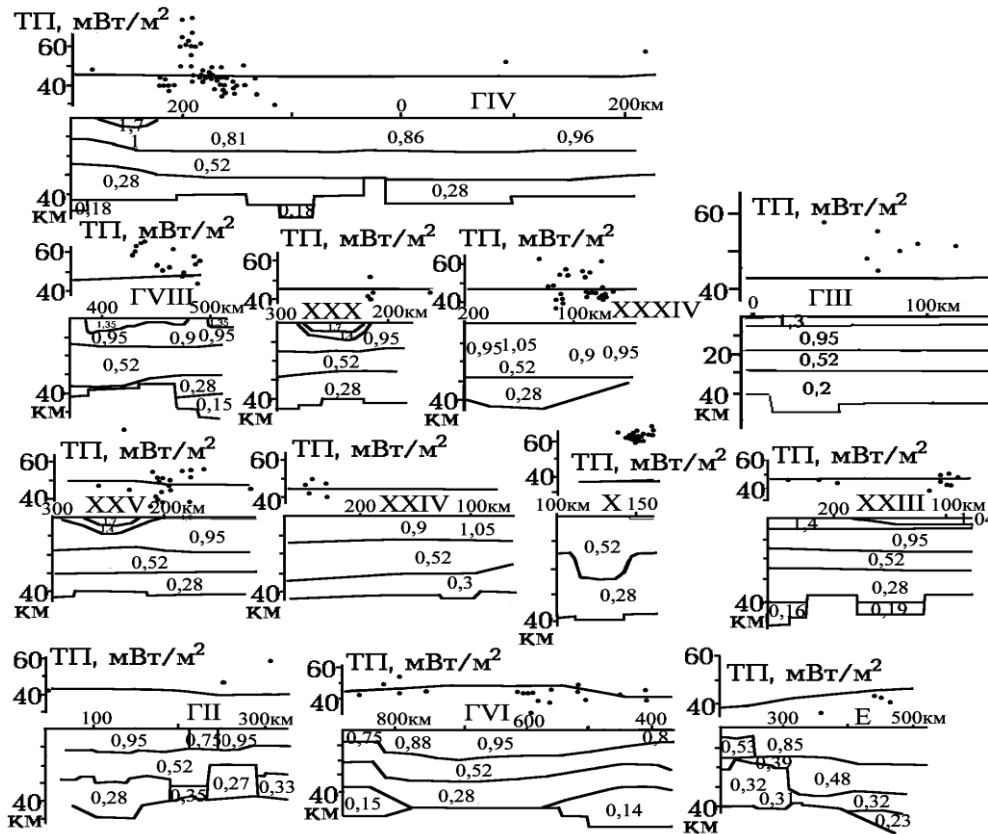


Рис. 3.10. Сравнение расчетных и экспериментальных ТП вдоль профилей ГСЗ на Украинском щите. Цифры на разрезах – ТГ в мкВт/м³.

На рис. 3.11 видно, что распределение $\Delta TП$ отражает наличие в выборке двух массивов данных. Первый, представленный примерно 70% данных, характеризуется модальным значением 0 и стандартным отклонением 7 мВт/м². Нулевое значение $\Delta TП$ указывает на правильность принятых представлений о природе ТП на большей части щита. Однако стандартное отклонение превышает обусловленное погрешностями расчетных и экспериментальных значений. Данные по конкретным районам (рис. 3.10) показывают, что такая его величина связана с местными вариациями ТП, отражающими неучтенные помехи и наличие мелких источников радиогенного тепла, не учтенных моделями.

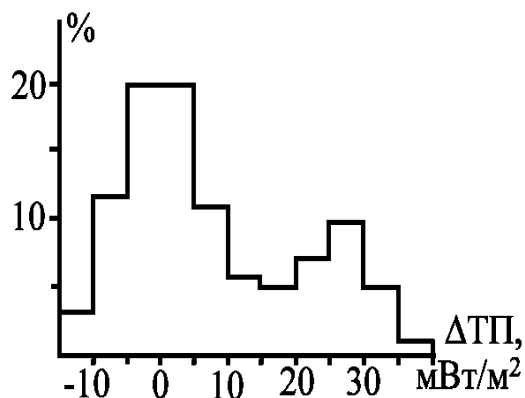


Рис. 3.11. Гистограмма распределения $\Delta TП$ на Украинском щите

Значения $\Delta TП$ в первом распределении практически не выходят за рамки двойного стандартного отклонения в отрицательной области, поэтому можно констатировать, что на щите не установлены отрицательные аномалии ТП нерадиогенной природы.

Второе распределение (около 30% всех $\Delta TП$) может быть характеризовано модальным значением 25 мВт/м² и стандартным отклонением 7 мВт/м². Оно явно относится к аномалиям ТП нерадиогенной природы, предположительно связано с тепломассопереносом в тектоносфере щита, вызвавшим современную активизацию.

Проведенное сравнение демонстрирует хорошее согласование расчетных и экспериментальных величин ТП на основной изученной территории УЩ. Оно подтверждает принятые представления о стационарных источниках тепла, создающих его фоновое тепловое поле. Такой результат показывает возможность перехода к расчету фоновых температур в коре и верхних горизонтах мантии УЩ. Сравнение позволяет также количественно характеризовать величины остаточных аномалий. Для их анализа необходимо использовать модели нестационарных источников тепла.

3.4. Фоновые тепловые модели тектоносферы УЩ

Расчет Т выполнен в коре и верхних горизонтах мантии примерно до глубины 70 км. Глубже уже могут заметно проявиться тепловые эффекты нестационарных источников тепла, отражающие тепломассоперенос в ходе докембрийской эволюции тектоносферы УЩ.

Для вычислений использовались данные о ТГ в виде теплогенерационных разрезов вдоль профилей ГСЗ. Тепловая модель рассматриваемого интервала глубин была разделена на три части. Первая представляла собой практически стационарное распределение Т, связанное с геологически длительным остыванием мантии и соответствовало платформенной величине мантийного ТП 20 мВт/м², теплопроводности (λ) коровых пород около 2,3 Вт/м.⁰С и мантийных - 3 Вт/м.⁰С [43 и др.]. Вторая соответствовала ТГ мантийных пород 0,04 мкВт/м³, формировавшей тепловое поле в течение всего периода существования земной коры, близкой к современной. Для УЩ этот процесс завершился в протерозое - около 1,5 млрд. лет назад. Фактически ТГ в начале этого периода была

ТЕПЛОВЫЕ МОДЕЛИ ТЕКТОНОСФЕРЫ

несколько выше, но наиболее значительный вклад в температуру коры и верхних горизонтов мантии внесла теплогенерация именно на указанном уровне. При расчете считалось, что объемная теплоемкость пород ($c\sigma$) в коре растет от $2,5$ до $4,2 \cdot 10^6$ Дж/м³·°С, в мантии сохраняется последнее значение, температуропроводность (a) в среднем для всей среды - $7 \cdot 10^{-7}$ м²/с. Для вычислений использовалась известная формула из работы [73]. Указанные составляющие создают практически линейное распределение T от поверхности (ее температура считалась в среднем для УЩ равной 9°С) до 70 км (658°С). Третья часть модели представляла собой распределение T , связанное с выделением тепла породами коры. Каждый трехмерный объект с определенной величиной ТГ заменялся объектом с эквивалентной величиной нагрева (ΔT), возникающим в центре геологически краткого временного интервала (Δt) [43 и др.]. Соответствующее распределение T от каждого источника в интервале глубин расчета определялось по формуле [43 и др.]:

$$T = 0,125 \Delta T \left(\Phi(x_2/2(a\tau)^{0,5}) - \Phi(x_1/2(a\tau)^{0,5}) \right) \left(\Phi(y_2/2(a\tau)^{0,5}) - \Phi(y_1/2(a\tau)^{0,5}) \right) \cdot \\ \left(\Phi((h_1+z)/2(a\tau)^{0,5}) - \Phi((h_2+z)/2(a\tau)^{0,5}) + \Phi((h_2-z)/2(a\tau)^{0,5}) - \Phi((h_1-z)/2(a\tau)^{0,5}) \right)$$

где: x_1, x_2, y_1 и y_2 - расстояния от точки расчета до краев источника по соответствующим координатам, z - глубина точки расчета, h_1 и h_2 - глубины кровли и подошвы источника, τ - полное время действия источника (сумма Δt), достаточное для установления практически стационарного распределения T во всем интервале глубин расчета, Φ - интеграл вероятности.

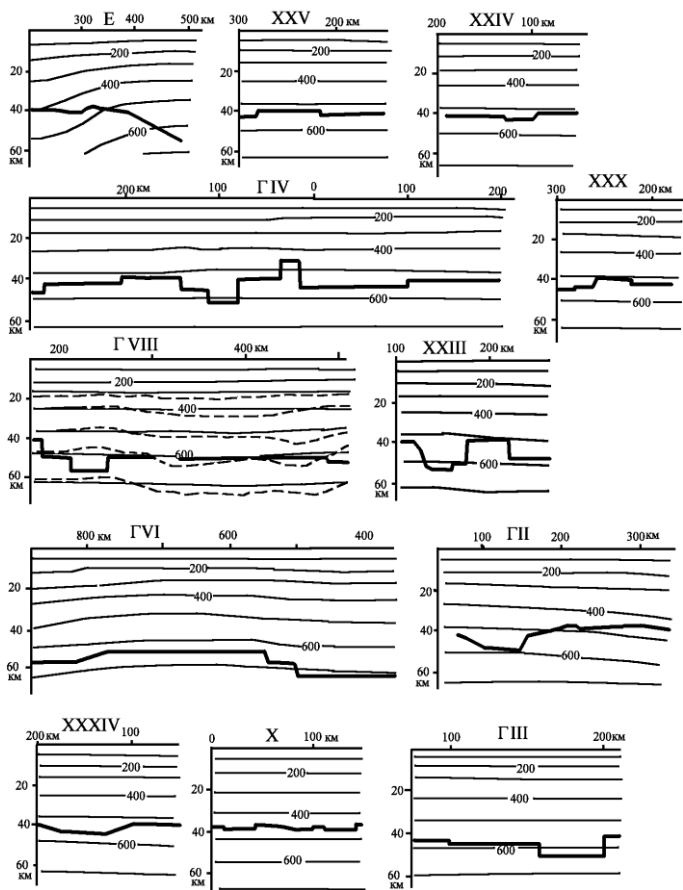


Рис. 3.12. Расчетные фоновые температуры (°С) в коре и верхних горизонтах мантии вдоль профилей ГСЗ на Украинском щите. Штриховыми линиями показаны изотермы для одномерного варианта расчета вдоль геотравверса VIII.

Полное распределение T устанавливалось как результат суммирования температур, созданных всеми источниками. Подбор величин τ , Δt и ΔT проведен (с учетом выноса части тепла ниже интервала расчета T) сравнением с распределением T в одномерной модели. Получены величины 150 млн. лет, 5 млн. лет и 63°С на каждый 1 мкВт/м³ соответственно, что позволяет вести расчет с погрешностью менее 1°С для реальных ТГ во всем интервале глубин 0-70 км.

Распределения ТГ в породах коры [43 и др.], характеризуется резким сокращением параметра с глубиной. В верхней трети в типичных случаях генерируется

55%, в средней - 30% и нижней - 15% корового ТП. Поэтому влияние трехмерности источников не очень велико. Ее значение возрастает в районах с большими изменениями мощности коры и ее слоев. Сопоставление результатов одномерного и трехмерного

расчетов проведено на нескольких профилях ГСЗ, наиболее заметные расхождения обнаружены на геотраверсе VIII, в пределах которого мощность коры изменяется максимально - почти на 20 км. Различия в расчетных Т, незначительные вверху, достигают 40⁰С к глубине 60 км.

Тепловые модели построены вдоль профилей ГСЗ на щите и в его окрестностях, результаты вычислений показаны на рис. 3.12.

Наиболее низкие значения получены в районах с основной корой - на северо-западном склоне Украинского щита и на прилегающей части Вольно-Подольской плиты. Самые высокие фоновые глубинные Т фиксируются в центральной части щита и на Приазовском массиве.

В целом диапазон изменения фоновой температуры в коре и верхних горизонтах мантии не очень значителен и четко увязан с величиной глубинного теплового потока в районах отсутствия нестационарной составляющей ТП. На глубине 10 км Т изменяются в пределах 130-220, 25 км - 290-400, 50 км - 480-620, 70 км - 650-800⁰С.

На пересечениях профилей ГСЗ наблюдаются различия в расчетных температурах, которыми можно характеризовать точность вычислений. Они составляют на 10 км - 10-20, на 25 км - 0-60, на 50 км - 0-40⁰С. Поэтому при построении карты распределений температуры на УЩ были применены сечения изотерм, сопоставимые с двойной величиной погрешности: на 10 км - 25, на 25 км и 50 км - 50⁰С (рис. 3.13).

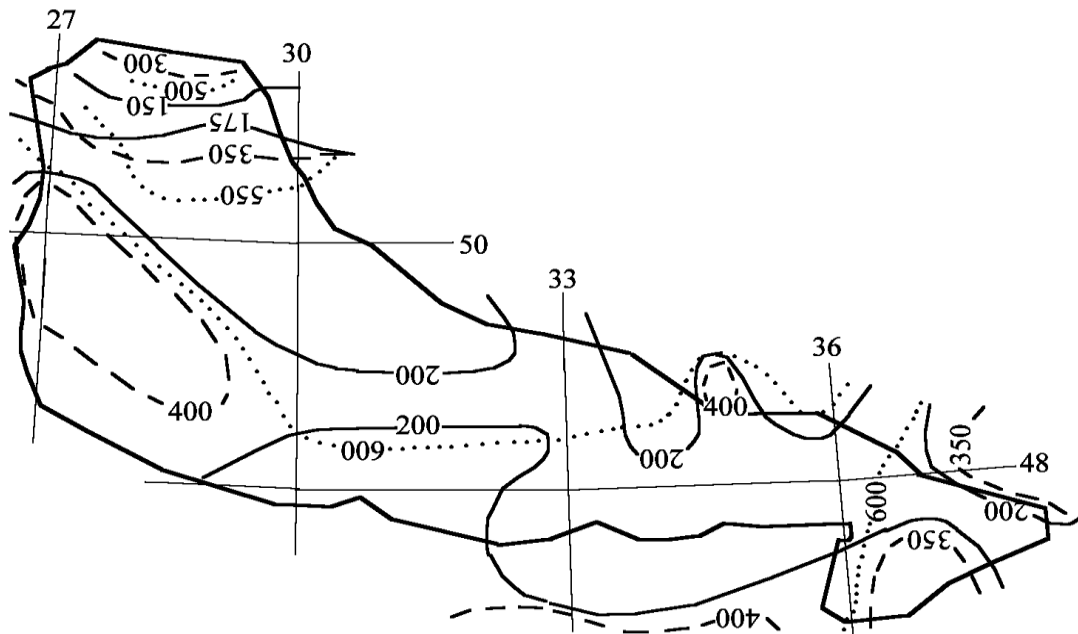


Рис. 3.13. Распределение фоновых Т на глубине 10 км (сплошные линии), 25 км (штриховые линии) и 50 км (пунктирные линии).

Карта распределения фоновых Т на глубинах 10, 25 и 50 км построена интерполяцией между значениями, вычисленными на профилях ГСЗ (рис. 3.13). Видно, что наиболее распространенные Т на указанных глубинах составляют около 200, 370 и 590⁰С, типичный фоновый геотермический градиент в коре УЩ уменьшается от 16-17⁰С/км в ее верхней трети до 10-11⁰С/км в средней и 8-9⁰С/км в нижней. Существенные отклонения от средних Т в коре не очень широко распространены. На глубине 75 км расчетные Т находятся в основном в диапазоне 780±20⁰С. Только на крайнем севере они понижены до 700-650⁰С.

Температуры на максимальных глубинах расчета (50-75 км) согласуются с полученными при принципиально ином подходе: моделировании тепловой эволюции коры

и мантии щита в докембрии и фанерозое с использованием нестационарных источников тепла (см. гл. 5). Последняя модель построена для всей мощности тектоносферы и глубже (до 1100 км) и показывает, что в настоящее время под частью блоков УЩ может быть превышен солидус мантийных пород в обширном интервале глубин вплоть до кровли зоны полиморфных преобразований (~450-460 км). Это подтверждает возможность современной активизации.

3.5. Тепловые модели зон современной активизации УЩ

Отличия современного распределения T в тектоносфере щита от фоновых могут быть связаны с процессами тепломассопереноса в ходе современной активизации. Незавершенность процесса затрудняет выделение охваченных им районов [43,47,187], поэтому отвечающие ему аномальные тепловые модели пока гипотетичны и по структуре и по локализации. С уверенностью можно говорить о наличии на УЩ двух геотермически изученных зон современной активизации – Кировоградской и Днепровской (и то в последней еще не изучена ее центральная часть), довольно вероятной представляется зона на границе щита и Донбасса (возможно, большая ее часть находится в Донбассе).

Накопленный опыт изучения зон современной активизации в Украине комплексом геолого-геофизических методов [30,40,41,43,47,48 и др.] позволяет представить формирующий их глубинный процесс в следующем виде. Из интервала глубин мантии, в котором превышена температура солидуса (в нашем случае наиболее вероятны глубины над кровлей области полиморфных преобразований – примерно 350-450 км - см. гл. 5), перегретое и частично расплавленное вещество поступает под кору (на глубины около 50-100 км) примерно 5 млн. лет тому назад. На его место опускается относительно холодное подкорое вещество. Под корой возникает зона частичного плавления. В некоторых районах (Волыно-Подольская плита, Скифская плита и др.) внедрения мантийных расплавов в кору происходят вскоре после образования подкоровой астеносферы. На щите более вероятен другой вариант: вторжения в нижнюю часть коры (30-45 км) происходят около 0,5 млн. лет назад, в среднюю (20-30 км) – около 0,1 млн. лет назад [43]. В этом случае прогрев верхней части коры не успевает обеспечить аномалию теплового потока, наблюдаемую у поверхности. Только в отдельных местах зоны происходят вторжения кислой магмы из частично расплавленного слоя в средней части коры на глубины до 10 км, над которыми по проницаемым зонам разломов формируется узкая область гидротермальной циркуляции, достигающая поверхности. Именно здесь возникают аномалии ТП.

В составе гидротерм оказываются не только компоненты, характеризующие их непосредственный источник, но и более глубинные, в частности, мантийный гелий, в котором отношение $^3\text{He}/^4\text{He}$ на три порядка отличается от отношения в коровом (10^{-5} и 10^{-8} соответственно) [47]. Таким образом, появление аномальных величин $^3\text{He}/^4\text{He}$ (отличающихся от фоновых $\sim 2 \cdot 10^{-8}$ – на удвоенную величину естественных вариаций, т.е. больше $6 \cdot 10^{-8}$) может указывать на современную активизацию. Следует только учесть, что аномалии локальны, а сеть изучения изотопии гелия на щите редка, поэтому нельзя считать, что в районах развития фоновых отношений $^3\text{He}/^4\text{He}$ активизация обязательно отсутствует.

При рассмотрении данных об изотопии гелия нужно принять во внимание и тот факт, что наиболее изученная зона современной активизации протягивается далеко за пределы щита. На севере она пересекает Днепровско-Донецкую впадину и проходит по склону Воронежского массива. На юге пересекает Южно-Украинскую моноклинал и, возможно, продолжается на Скифской плите. Поэтому необходимо рассмотреть и данные по окрестностям щита.

Результаты изучения изотопного отношения гелия в трещинных водах и породах УЩ показаны на рис. 3.14. При его сравнении с рис. 3.6 видно, что зона Днепровской аномалии ТП не изучена, а в Кировоградской аномалии ТП и области повышенного теплового потока на границе Приазовского массива и Донбасса в отдельных пунктах на щите и поблизости

от него установлены аномальные значения $^3\text{He}/^4\text{He}$. Таким же значениям севернее щита отвечает аномалия ТП Припятского прогиба, которая по имеющимся в настоящее время данным не распространяется на щит.

Таким образом, результаты изучения изотопии гелия подтверждают гипотезу природы аномалий ТП.

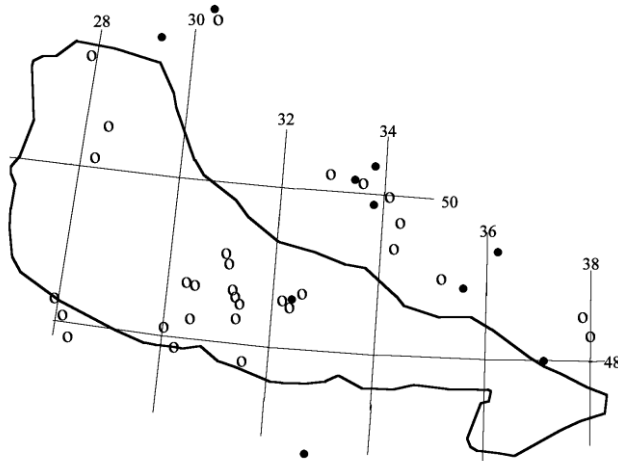
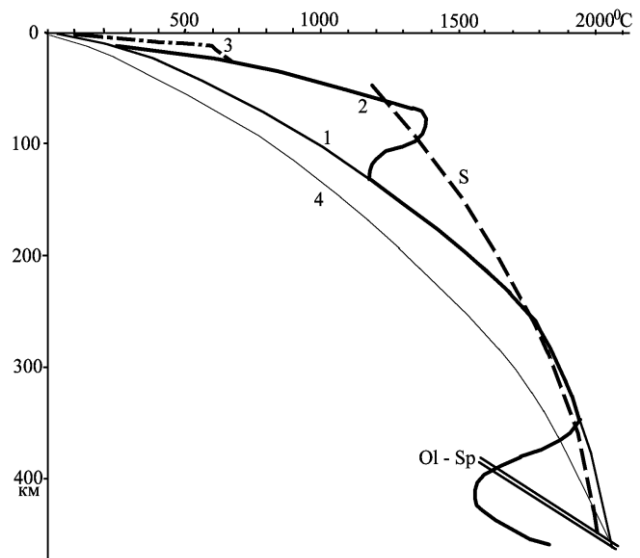


Рис. 3.14. Результаты изучения отношения $^3\text{He}/^4\text{He}$ на УЩ [47]. Залитые кружки – пункты с аномальными значениями, не залитые – с фоновыми.

Расчет соответствующих тепловых моделей проведен для ширины описанных выше зон тепломассопереноса около 50 км, длина их принята много большей. Вторжения в нижнюю кору заменяли половину ее вещества, в среднюю – четверть [43,48]. Результаты расчета показаны на рис. 3.15.

Рис. 3.15. Распределение температуры в зоне современной активизации УЩ.

1 – фоновое распределение, 2 – аномальное распределение, 3 – распределение в районе вторжений магмы в верхнюю часть коры и подъема флюидов к поверхности, 4 – минимальные Т в тектоносфере (см. гл. 5). S – солидус пород мантии. Ol-Sp – условия перехода оливин-шпинель.



Очевидно, что на глубинах около 60-100 км модель фиксирует зону частичного плавления пород мантии, в районах вторжений магмы в верхнюю часть коры частичное плавление может охватывать ограниченный интервал глубин около 25-30 (глубже маловероятно распространение пород амфиболитовой фации метаморфизма - см. гл. 7).

На больших глубинах в мантии щита температуры находятся в диапазонах (рис. 3.15) 100 км – 800-1300, 150 км – 1050-1250, 200 км – 1300-1500, 250 км – 1500-1700, 300 км – 1700-1850, 350 км – 1850-1950, 400 км – 1550-2000⁰С.

На рис. 3.15 показаны средние в пределах всего аномального объекта Т зоны современной активизации. Их распределение в плане на территории щита приведено на рис. 3.16-3.17. Для иллюстрации выбраны глубины, на которых достигается частичное плавление пород коры и мантии, – 25 и 75 км.

ТЕПЛОВЫЕ МОДЕЛИ ТЕКТОНОСФЕРЫ

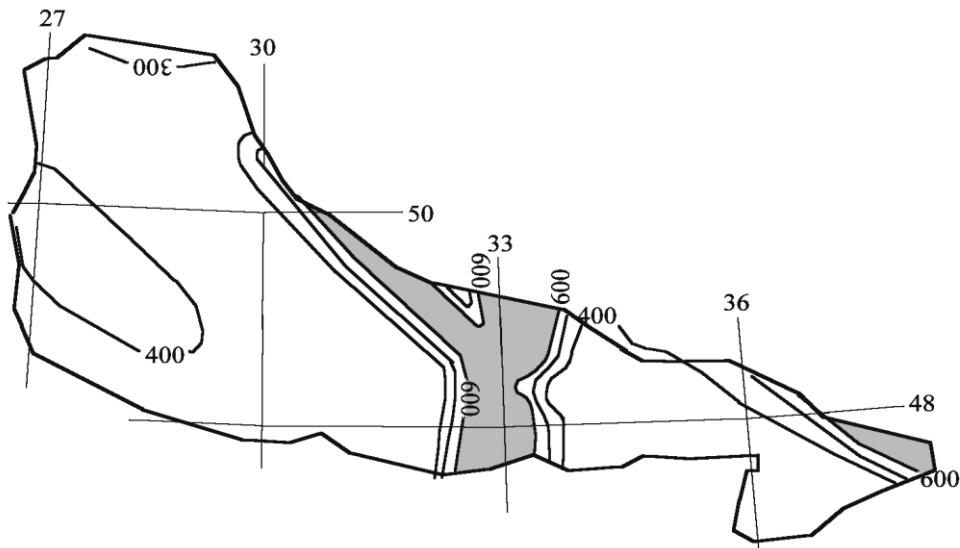


Рис. 3.16. Распределение T на глубине 25 км на Украинском щите. Серым цветом показаны области частичного плавления в известных зонах современной активизации УЩ.

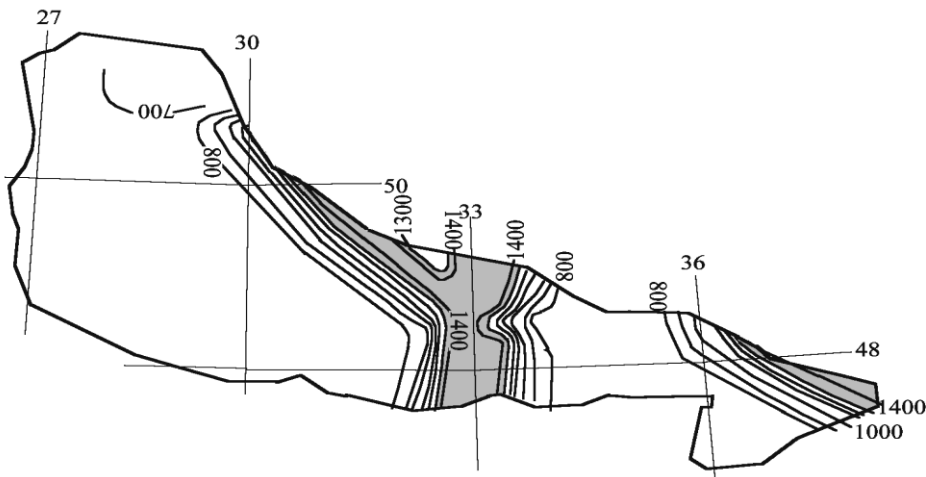


Рис. 3.17. Распределение T на глубине 75 км на Украинском щите. Серым цветом показаны области частичного плавления в известных зонах современной активизации УЩ.

Достоверность полученных моделей, доказательством которой служат результаты сравнения с данными геотермометров, рассматривается в главе 5. В главе 8 намечены новые вероятные зоны современной активизации с аномально нагретой корой и подкоровой верхней мантией. Если будущие исследования подтвердят существование этих объектов, представленная на рис. 3.16-3.17 тепловая модель может быть дополнена зонами повышенных T . Прежде всего это касается юго-запада щита и Приазовского блока.

3.6. Геоэнергетические ресурсы УЩ

Геотермические данные могут быть использованы не только для изучения строения коры и верхней мантии и протекающих в них процессов, поисков месторождений рудных и нерудных полезных ископаемых [30,31,43,48]. Тепло Земли само по себе является «полезным ископаемым», использование которого в мире в последние годы растет быстрыми темпами [23,37-39,43,184,186]. Имеется некоторый опыт его практического применения и в Украине.

В данной работе речь идет об исследованиях регионального характера, направленных именно на оценку плотности ресурсов (W). Хотя переход к определению запасов месторождений уже осуществим в настоящее время при появлении конкретных задач в ряде регионов Украины. В соответствии с требованиями, разработанными для других полезных ископаемых, такая оценка может быть выполнена в различных вариантах [54,60,162,172 и др.]: с различной степенью обоснованности и с ориентировкой на различные технологии извлечения тепла. Наиболее приемлемой (в полной мере отражающей энергетический потенциал региона) представляется циркуляционная технология извлечения тепла из сухих пород [162,172 и др.]. Для нее и будут проведены расчеты, которые при необходимости могут быть пересмотрены с учетом требований других технологий.

По степени обоснованности ресурсы принято подразделять на перспективные (C_3) и прогнозные (P_1 и P_2). При оценке ресурсов категории P_2 рассматривается только возможность наличия в регионе условий для формирования месторождений геотермальной энергии. Сведения о распределении температур в недрах получаются на базе геолого-геофизических данных (лишь отчасти - геотермических), при расчетах вводится предельно достижимая глубина бурения (10 км). Предполагается, что массив пород можно охладить до температуры поверхности. Очевидно, что таким образом осуществима лишь оценка по максимуму, мало пригодная для выделения конкретных районов потенциально перспективных для добычи тепла Земли. При оценке ресурсов категории P_1 изучаются регионы, для которых уже в принципе ясна возможность добычи энергии. Вычисления ведутся для реальных сейчас глубин бурения (до 6 км) и учитываются требования разных потребителей энергии к температуре входа теплоносителя в теплообменник и его сброса. Перспективные ресурсы C_3 учитывают еще и экономическую целесообразность использования земного тепла, что выражается в ограничении их плотностями, при которых получаемая энергия может конкурировать с поставляемой традиционными источниками.

Граница между ресурсами категорий P_1 и C_3 смещается с изменением технологий и стоимости энергии из традиционных источников. Поэтому авторы поставили целью провести вычисления для всей территории щита, оговорив уровень W , отражающий современное положение границы P_1 и C_3 . При считалось необходимым ориентироваться на ресурсы, пригодные для использования в теплоснабжении, т.е. для добычи из геодинамической системы (ГДС) воды при температуре 60°C и сброс ее при 20°C . Это - максимальные ресурсы, так как для обогрева и получения электроэнергии (пара для турбин) нужны $100-40^{\circ}\text{C}$ и $210-70^{\circ}\text{C}$ соответственно. Принятый подход позволяет использовать признанные в мире результаты экономических оценок, выполненных в Массачусетском технологическом институте, показанные на рис. 3.18. Они свидетельствуют о достижении рентабельности получения геотермальной энергии ГДС для наиболее совершенных технологий при уровне геотермического градиента $2,0-2,5^{\circ}\text{C}/100$ м. Пример практического использования тепловой энергии в районе с такой величиной γ имеется и в Украине.

Расчет плотности тепловых ресурсов выполняется так [54 и др.]: $W = N \cdot K \cdot \sigma \cdot \Delta T (H_3 - H_b)$, где N - норма расхода топлива на товарное тепло - $0,34 \cdot 10^{-10}$ т у.т./Дж (т у.т. - тонна условного топлива: в 1т нефти - 1,47 т у.т., в 1т каменного угля - 0,9 т у.т., 1 т конденсата - 1,54 т у.т., 1000м^3 газа - 1,25 т у.т., 1 т бурого угля - 0,49 т у.т.), K - коэффициент температурного извлечения (принят в [54] равным 0,125), σ - объемная теплоемкость пород, ее можно считать практически постоянной - $2,5 \cdot 10^6$ Дж/ м^3 $^{\circ}\text{C}$, ΔT - разница в температуре теплоносителя и сброса - 40°C , H_3 - глубина забоя, на которой определена нижняя T . Соответственно $W = 0,000425(H_3 - H_b)$ в т у.т./ м^2 при H в м.

ТЕПЛОВЫЕ МОДЕЛИ ТЕКТОНОСФЕРЫ

Глубина H_b это та, температура на которой обеспечивает среднюю T в интервале $H_3 - H_b$, равную 60°C . Она определяется как $(T_3 - T_T)/0,5\gamma$, где T_T - температура теплоносителя, γ - средний геотермический градиент в интервале.

При высокой T в нижней точке оказывается, что верхняя точка попадает выше поверхности. Для недопущения этой ситуации для T в верхней точке вводится ограничение: она должна быть на 10°C выше температуры сбрасываемой воды, т.е. 30°C . В этом случае надо учесть разницу в средней T добываемой воды и стандартной величиной 60°C . Она создает дополнительный множитель в формуле расчета W , составляющий $(T_{cp} - 20)/40$.

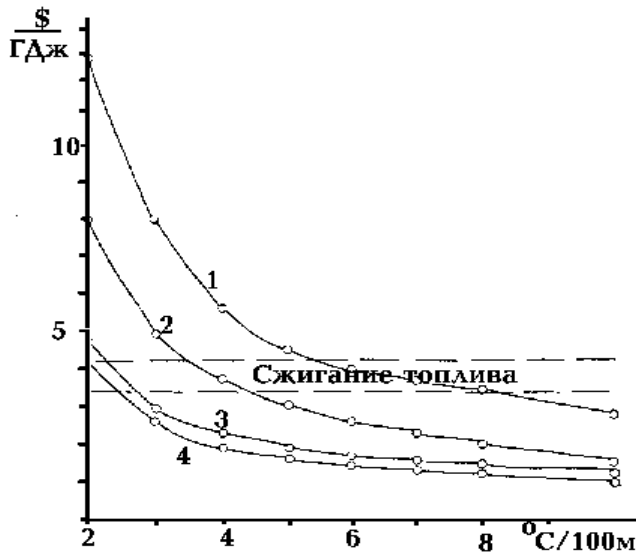


Рис. 3.18. Себестоимость продукции ГЭС теплоснабжения в зависимости от геотермических условий и уровня технологии. Экономическая модель МТИ 1990 г.

1-4 - варианты технологии ГЭС.

Т.о. задача сводится к расчету T для данного региона (данного распределения теплопроводности с глубиной) при разных реальных для региона ТП и последующему расчету W для глубины бурения 6000 м (проведены и вычисления для 4500 и 3000 м). Учет конкретной температуры поверхности в месте расчета глубинных T дает вариации значений W до $\pm 4\%$ (например, при замене 8°C на $6 \div 10^\circ\text{C}$).

Поэтому в принципе можно в каждом регионе ввести одну T_0 при расчете T по ТП.

Очевидно, что коэффициент температурного извлечения - не константа. Его необходимо определить, ориентируясь на реальные условия рассматриваемой процедуры. Соответствующий расчет [43] показал, что K составляет при $\gamma = 0,02 - 0,108, 0,03 - 0,127$.

Расчет глубинных температур по значениям глубинного ТП (наблюденные значения для этой цели непригодны, когда речь идет о больших глубинах) в регионах выполнялся для стационарного распределения, из расчетных T исключались внесенные поправки. Для вычислений использовались значения средних λ в интервалах глубин 0-1,5, 1,5-3, 3-4,5 и 4,5-6 км, которые для УЩ приняты одинаковыми - $2,65 \text{ Вт/м}^\circ\text{C}$.

Предлагаемый метод расчета глубинных T содержит очевидные источники погрешностей, прежде всего - неучет реальных значений теплопроводности в точке вычисления. Поэтому были проведены сравнения расчетных и измеренных T на максимальных глубинах измерений в Криворожской и Кировоградской скважинах. Различия не превышают первых градусов, т.е. погрешности расчета T не могут заметно сказаться на определении величины W , прогнозируемая ошибка - 5-10 %, что сравнимо с погрешностью ТП.

Определим уровень W , ограничивающий районы с плотностью ресурсов категории C_3 . Для минимального геотермического градиента $2^\circ\text{C}/100 \text{ м}$ он составляет $2,5 \text{ т у.т./м}^2$. Для щита он отвечает ТП 53 мВт/м^2 , уровень 3 т у.т./м^2 достигается при 59 мВт/м^2 , 4 т у.т./м^2 - при 69 мВт/м^2 .

Очевидно, что плотности ресурсов, отвечающие категории C_3 , сравнительно мало распространены на УЩ.

Представляет некоторый интерес сравнение величин W с данными по месторождениям углеводородов. Рассмотрим плотность запасов энергии, которую можно получить в виде товарного тепла из крупного нефтяного месторождения в ДДВ (без учета затрат энергии на транспортировку нефти и при к.п.д. преобразования в полезное тепло 0,8). Примем такие реальные параметры месторождения: мощность продуктивного слоя - 180м, пористость пород коллектора - 0,15, коэффициент заполнения пор - 0,75, коэффициент извлекаемости - 0,37, плотность нефти - 0,8 т/м³. Получаем 8,8 т у.т./м². На мелком месторождении (которое в условиях Украины считается рентабельным эксплуатировать при наличии готовых скважин) плотность запасов на порядок меньше. Таким образом, даже по концентрации геотермальная энергия сопоставима в ряде районов щита с сосредоточенной в традиционно используемых месторождениях углеводородов. Площади распространения ее несопоставимо больше.

Приведенный выше расчет K предусматривает "одноразовую" методику добычи тепла. В этом смысле величина W (W_6) представляется резко заниженной. Очевидно, что извлечение энергии можно продолжать и после исчерпания ее источника на глубине 5,5-6 км (возможно, без бурения дополнительных скважин). Возможным представляется получение энергии с глубин не менее 2,5-3 км при геотермическом градиенте 2⁰С/100 м. Для W_6 более 2,5 т у.т./м² $W_3 = 0,53(W_6 - 1,5)$ и $W_{4,5} = 0,78(W_6 - 0,8)$.

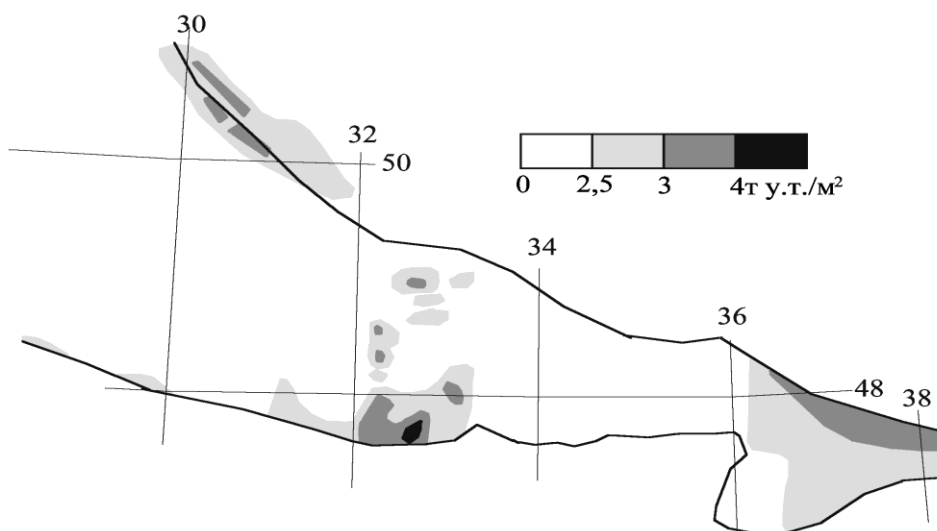


Рис. 3.19. Распределение W на Украинском щите.

Плохая изученность большей части УЩ не дает возможности характеризовать тепловое поле на значительных его территориях. Это, естественно, относится и к распределению W . Представленные на рис. 3.19 данные показывают, что на щите и его склонах могут встречаться районы с перспективными ресурсами категории C_3 , но их выявление и изучение еще предстоит в будущем. Учитывая значения W за пределами положительных аномалий ТП, можно оценить для УЩ среднее значение как 1,8 т у.т./м².

Слабая изученность территории Украинского щита и появление довольно интенсивных аномалий ТП в наиболее исследованных его частях указывают на возможность обнаружения здесь в будущем, по крайней мере, отдельных зон с перспективными геотермальными ресурсами. Бесперспективными представляются только районы северо-западной и северной частей УЩ.

В указанных выше частях аномалий ТП, где к поверхности приближаются нагретые

ТЕПЛОВЫЕ МОДЕЛИ ТЕКТОНОСФЕРЫ

флюиды, оценка W должна проводиться по специальной методике, которую предстоит разработать в случае более детальных исследований.

Средняя плотность ресурсов в местах их рентабельной концентрации составляет всего 2,8 т у.т./м². Они встречаются на площади около 27 тыс. км². Суммарное количество геотермальной энергии на щите составляет $7,6 \cdot 10^{10}$ т у.т..

Таблица 3.8 [51].

Вид топлива	Запасы, 10^{10} т у.т.	Вид топлива	Запасы, 10^{10} т у.т.
Каменный уголь	3,880	Нефть	0,022
Бурый уголь	0,127	Газ	0,161
Торф	0,025	Конденсат	0,012
		Всего	4,227

Но и эта сравнительно небольшая величина оказывается больше известных запасов всех горючих ископаемых Украины (табл. 3.8). Поэтому представляется необходимым продолжить изучение геотермии щита, в пределах которого сосредоточены крупные индустриальные центры Украины – потенциальные потребители нового экологически чистого вида энергоресурсов.

Глава 4. Гравимагнитные модели тектоносферы

В главе рассмотрены гравитационное и магнитное поля УЩ, связь между ними, результаты построения магнитных и плотностных моделей коры, выделения мантийной гравитационной аномалии. Эти данные позволяют выявить объекты с аномальными свойствами в тектоносфере, указывающие на особенности состава блоков коры и характер глубинных процессов в недрах щита.

4.1. Магнитные модели земной коры

Магнитное поле щита изучено достаточно подробно для уверенного выделения в его составе локальных возмущений, связанных с небольшими телами разной намагниченности, распространенными в “гранитном” слое коры, и региональных аномалий, вызываемых более крупными объектами на больших глубинах. Конечно, процедура выделения региональных аномалий сопряжена с появлением погрешностей, существенно превосходящих ошибку наблюдаемого поля. Они обнаруживаются при сравнении карт региональных магнитных аномалий, построенных разными авторами с использованием несколько различающихся методик [3,32,108,109]. Три варианта таких карт показаны на

рис. 4.1.

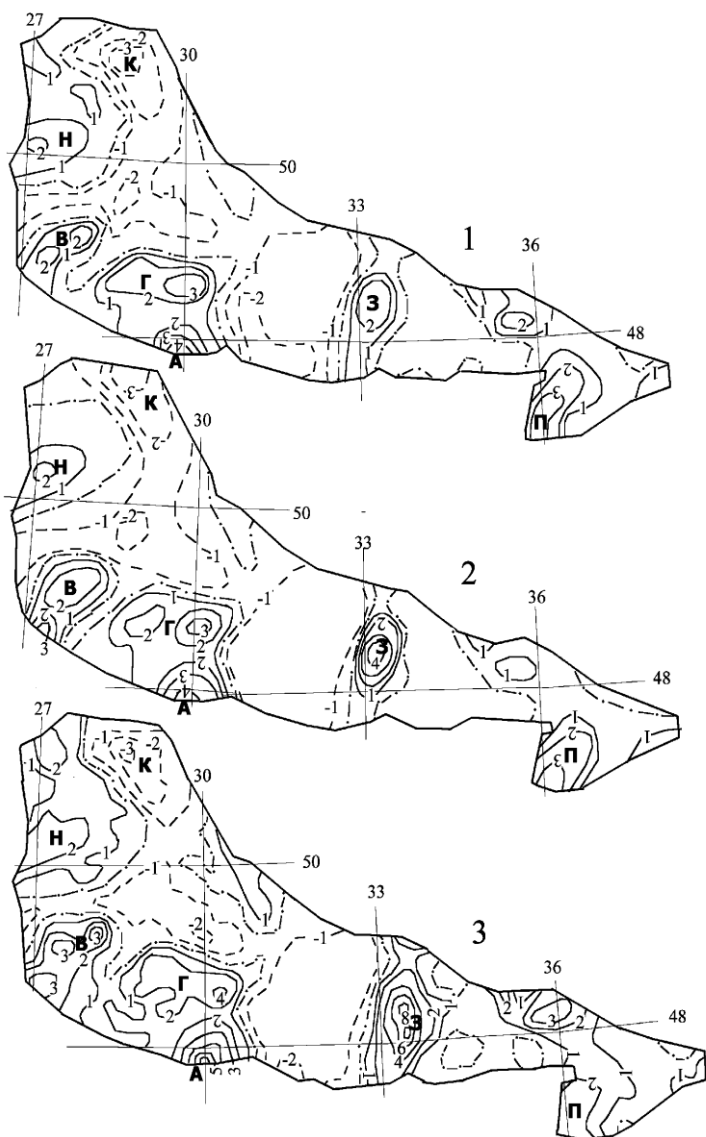


Рис. 4.1. Региональные аномалии магнитного поля (в сотнях нТл) территории УЩ по данным [109] (1), [32](2) и 3. Аномалии: К – Коростенская, Н – Новоград-Волынская, В – Винницкая, Г – Гайсинская, А – Ананьевская, З – Западно-Ингулецкая, П – Приазовская.

Общий вид выделенных аномалий различается (за некоторыми исключениями) мало, но их интенсивность все же часто не совпадает как и расположение экстремумов. Количественная характеристика различий может быть получена, например, при сравнении полей, показанных на рис. 4.1 (1) и 4.1 (2), 4.1 (1) и 4.1 (3) осредненных в пределах трапеций размером 30' долготы и 20' широты (см. ниже). Полученная гистограмма различий (из первого значения вычиталось второе) приведена на рис. 4.2.

Видно, что стандартное отклонение составляет около 50–70 нТл, что указывает на сопоставимую погрешность получения поля каждой из использованных процедур. В таких условиях аномалии в 100-150 нТл и менее не могут быть достоверно

ГЛАВА 4

диагностированы. Поэтому можно считать, что в пределах щита уверенно обнаруживаются шесть положительных аномалий и одна отрицательная. Часть положительных аномалий представляет собой фрагменты цепочек возмущений поля, протягивающихся за пределы региона.

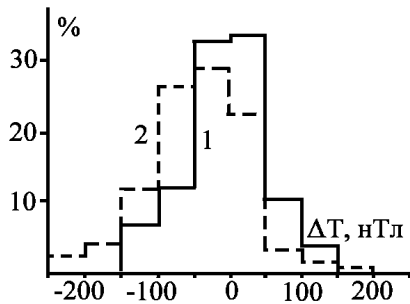


Рис. 4.2. Гистограмма различий региональных магнитных полей УЩ, показанных на рис. 4.1 (1) и (2) – 1, 4.1(1) и 4.1(3) – 2.

Интерпретация аномалий выполнялась неоднократно [32,85,108,109 и др.], здесь имеет смысл остановиться только на некоторых ее результатах, связанных, в частности, с получением новых данных о тепловом поле коры щита (см. гл. 3). Дело в том, что магнитоактивный слой коры ограничен снизу разделом М, в местах глубокого залегания последнего – кровлей слоя КМ и изотермой Кюри магнетита (около 600°C). В прогретой коре зон современной активизации изотерма поднимается в среднюю часть коры, вне зон – располагается ниже раздела М. Карта подошвы магнитоактивного слоя УЩ, построенная с учетом перечисленных факторов, приведена на рис. 4.3.

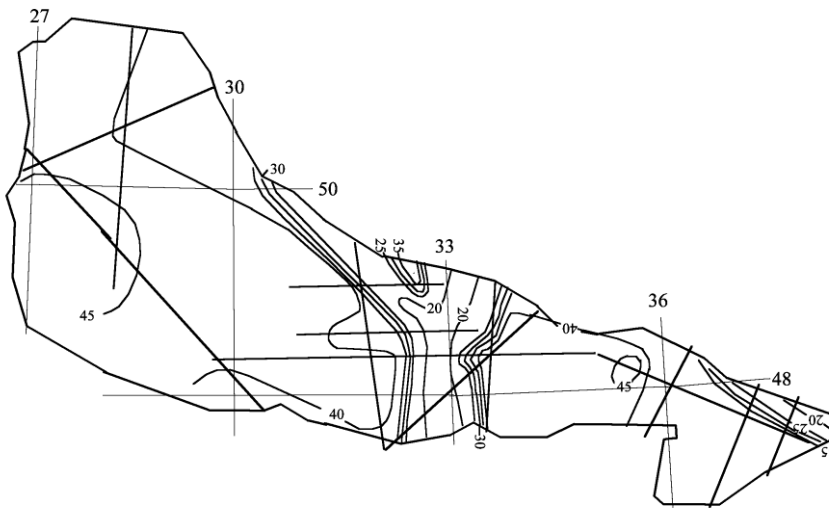


Рис. 4.3. Глубина (в км) подошвы магнитоактивного слоя коры УЩ

В зонах прогрева коры нет положительных магнитных аномалий (несовпадение края прогретой зоны с частью Западно - Ингулецкой аномалии можно объяснить упрощенным отражением в тепловой модели сложной структуры восточной

части Кировоградской аномалии ТП – см. гл. 3). Поэтому можно считать, что нижние кромки объектов аномалий располагаются примерно на глубине, совпадающей со средней глубиной раздела М щита – около 42 км. Ограничив их сверху подошвой «гранитного» слоя (15 км), проведем интерпретацию возмущений для ширины источников около 60 км и существенно большей их длины [32]. Получим величины намагниченности источников от 2-3 до 5-6 А/м. Допуски параметра связаны с неопределенностью, возникающей из-за погрешности определения регионального поля. На значительной части остальной территории щита намагниченность может варьировать в пределах 1-2 А/м [32]. Такое окружение дает возможность примерно объяснить отрицательную Коростенскую аномалию нулевой намагниченностью средней и нижней частей коры. В некоторой мере ее образованию могут способствовать источники соседних положительных аномалий (включая Киевскую у северо-восточной границы щита). Пониженная намагниченность присуща указанному интервалу глубин и под Ново-Украинским и Корсунь-Новомиргородским плутонами. В этих районах за пределами зон современной активизации не наблюдается отрицательных аномалий скорости сейсмических волн в коре (рис. 1.14),

ГРАВИМАГНИТНЫЕ МОДЕЛИ ТЕКТОНОСФЕРЫ

напротив, часто встречаются положительные. Можно сделать вывод о том, что под плутонами повышение скорости связано с повышенной основностью коры, не сопровождаемой ростом содержания магнетита.

Подбор региональных магнитных аномалий Украинского щита можно провести и при других глубинах источников. При меньшей глубине и мощности источника достаточно лишь незначительно увеличить его намагниченность. На рис. 4.4 показан пример подобного подбора.

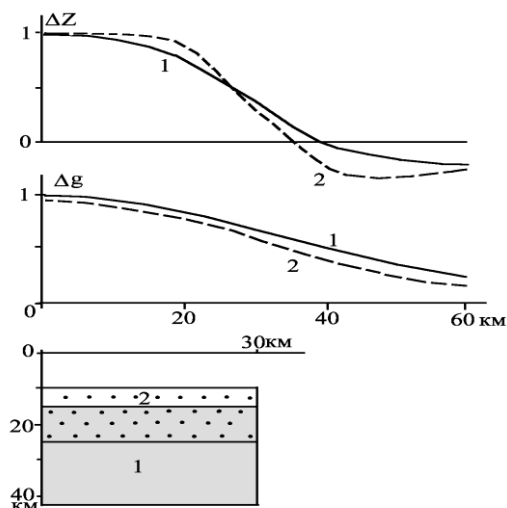


Рис. 4.4. Изменение относительных значений аномалий магнитного и гравитационного полей (гравитационная аномалия обусловлена ростом плотности пород, связанным с повышенным содержанием рудных минералов в источнике магнитной аномалии), вызванных объектами, расположенными на глубинах 15-42,5 км (1) и 10-25 км (2), вдоль профиля, секущего аномалии.

Различия между расчетными эффектами (для максимальной интенсивности региональной аномалии на УЩ около 400 нТл) даже в отрицательной части аномалии не превышают удвоенной погрешности определения поля. Таким образом, наличие положительной региональной аномалии магнитного поля не может однозначно

указывать на «холодную» кору вне зоны современной активизации. Хотя источник, расположенный в интервале глубин с большим содержанием основных гранулитов, кажется более естественным. С другой стороны, существование региональных магнитных аномалий, вызванных источниками на глубинах менее 25 км, не исключено. Они представляются более вероятными, чем глубинные, в части Днепровско-Донецкой впадины (Лохвицкая аномалия), где прогрев средней части коры обоснован комплексом геолого-геофизических данных.

Рассмотренная магнитная модель земной коры Украинского щита не содержит каких-либо деталей структуры. При достигнутой точности определения регионального поля построение более детальной модели представляется необоснованным. Переход к нему возможен только при привлечении дополнительной («немагнитной») информации.

Полученное распределение намагниченности пород средней и нижней частей коры (за исключением слоя КМ) показано на рис. 4.5. Ему отвечают вариации средних содержаний рудных минералов в интервале глубин 15-42 км (с указанными выше оговорками) 0-10% (магнетита – 0-5,5%) [32], которым должны отвечать вариации плотности пород. Конечно, и в прогретой коре зон современной активизации (часть которых, возможно, сейчас еще не известна) могут существовать рудные в значительном количестве, но они не проявляются в качестве источников магнитных аномалий.

Несмотря на малодетальный характер построенной магнитной модели она может сыграть существенную роль в повышении обоснованности анализа гравитационного поля Украинского щита (см. ниже).

4.2. Связь магнитного, гравитационного и теплового полей УЩ

Использование данных глубинной геофизики для определения состава пород земной коры подразумевает наличие реалистичных гипотез о природе источников полей.

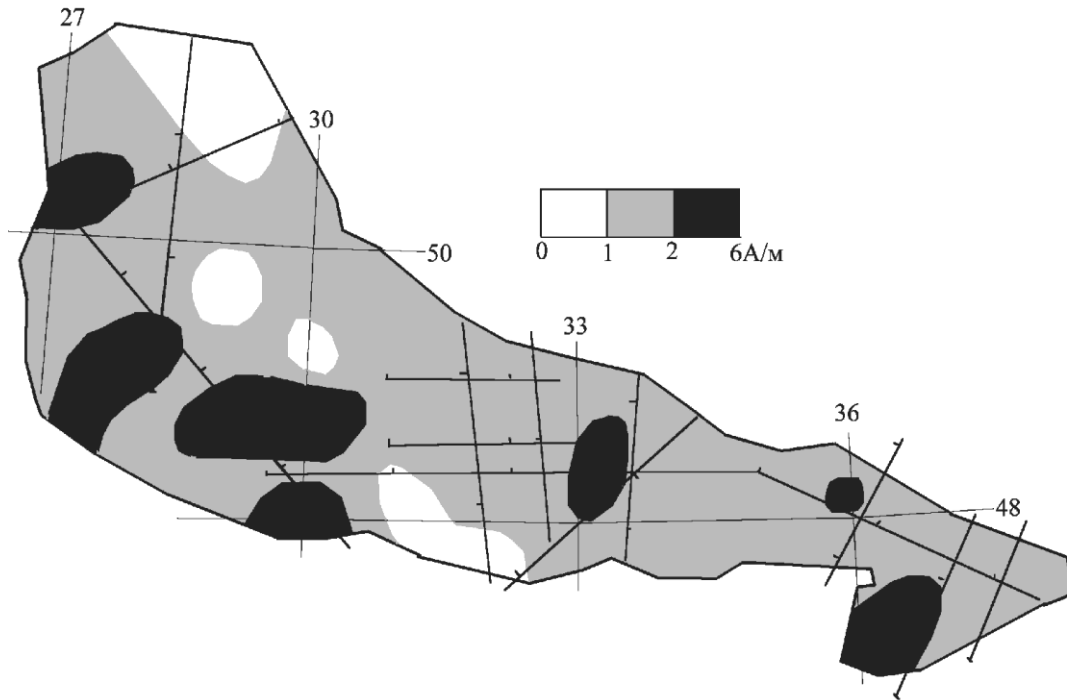


Рис. 4.5. Распределение намагниченности пород коры УЩ на глубинах 15-42 км

Рассматривая согласованные пространственные изменения полей (если таковые обнаружатся) можно сделать определенные выводы о характере источников. В качестве исходной информации для интерпретации гравитационного, магнитного полей и распределения стационарной части теплового потока используются данные ГСЗ о распределении скоростей сейсмических волн (преимущественно - продольных). Согласованные пространственные изменения полей дают возможность судить о правильности выбора видов связей скорости сейсмических волн с плотностью, намагниченностью и теплогенерацией пород. Естественно выбрать для обнаружения согласованных изменений полей территорию, где в пределах всей коры могут применяться единые виды связи физических свойств пород. Поскольку виды связи в осадочном слое и консолидированной коре различаются [31,34 и др.], удобным полигоном для намеченной работы представляется Украинской щит, где осадков практически нет.

Прогноз видов связи полей. При постановке задачи предполагалось, что состав пород коры щита в значительной степени обусловлен различными активными процессами в докембрии, происходившими по адвекционно-полиморфной схеме и приведшими к определенному среднему составу слоев коры [29,48 и др.]. Отличия состава от среднего скорее всего появляются в блоках, охваченных одним последним по времени типом активного эндогенного режима докембрия. Следовательно, своеобразием состава могут отличаться блоки с характерными поперечными размерами, равными или кратными одному кванту тектонического действия (КТД) - около 60-70 км [29,48]. Блоки часто выстраиваются в цепочки, длина которых намного превосходит ширину [32 и др.]. Поэтому (и для удобства сравнения) все сведения о физических полях были представлены в виде величин, осредненных в пределах трапеций 30' по долготе и 20' по широте. В среднем для территории УЩ такие ячейки имели размер 37x37 км, что близко к половине минимальной предполагаемой ширины блоков. Именно для таких осредненных величин полей проделаны все приводимые ниже вычисления.

ГРАВИМАГНИТНЫЕ МОДЕЛИ ТЕКТОНОСФЕРЫ

По скоростным разрезам земной коры щита были определены использованные при расчетах (см. гл. 1) типичные глубины раздела Мохо и глубины, на которых скорости продольных сейсмических волн достигают уровня 6,4 км/с, ограничивающего снизу "гранитный" слой. Считалось, что изменчивость гравитационного поля (Δg , аномалия Буге) на щите обусловлена в значительной мере вариациями плотности в верхней части коры («гранитном» слое), которая по мощности составляет около ее трети. Действительно, именно здесь располагаются крупные гранитоидные массивы и меньшие по размеру массивы основных пород, плотность которых отличается от средней в этом интервале глубин на 0,1-0,2 г/см³, а мощность составляет несколько км. С этими объектами должны быть связаны аномалии Δg в первые десятки мГл. Для получения за счет этого слоя изменения Δg около 30 мГл (см. ниже) при ширине источника 60-70 км и значительно большей длине необходима аномалия плотности в пределах слоя около 0,06 г/см³. К верхнему слою коры приурочены и основные вариации радиогенной теплогенерации [43 и др.]. В средней и нижней коре величины ТГ и их вариации в 2-3 раза меньше. Ранее установлена связь плотности и теплогенерации в коре $TГ = 1,28 \exp 5,7(2,69 - \sigma)$ [43]. Согласно ей указанной аномалии σ (для плотностей «гранитного» слоя от 2,69 до 2,8 г/см³) отвечает аномалия ТГ 0,4 мВт/м³. Соответствующее возмущение ТП над блоком шириной 60-70 км - 5 мВт/м². Эта величина близка к средней погрешности определения теплового потока [43], поэтому достоверность ее выявления может быть обеспечена только статистически, использованием достаточно большой выборки данных по ТП и Δg . Если принятые оценки верны, значение $\partial(\Delta TP)/\partial(\Delta g)$ должно составить 0,16 мВт/мГл·м². Поскольку изменения гравитационного поля могут быть связаны не только с вариациями плотности пород «гранитного» слоя, представляет интерес сопоставление с тепловым потоком не только Δg , но и гравитационного эффекта собственно «гранитного» слоя мощностью 15 км - Δg_{15} .

Для принятого вида осреднения поля по трапециям региональная магнитная аномалия (ΔT) от источника в интервале глубин 15-42,5 км (где в основном находятся намагниченные объекты, вызывающие региональные аномалии магнитного поля [32]) составляет около 3000С нТл, где С - содержание рудных минералов [32]. Около половины их приходится на магнетит ($\sigma = 5,05$ г/см³, $V_p = 7,45$ км/с), остальные представлены примерно поровну пиритом ($\sigma = 4,9$ г/см³, $V_p = 8$ км/с) и пирротинном ($\sigma = 4,65$ г/см³, $V_p = 4,5$ км/с) [32,113 и др.]. Средняя плотность рудных - около 4,9 г/см³. Плотностная аномалия в интервале глубин 15-42,5 км под аномалией ΔT 300 нТл составит 0,2 г/см³. Отвечающая ей аномалия Δg для принятой ширины источника составит около 115-120 мГл, т.е. значение $\partial(\Delta T)/\partial(\Delta g)$ должно быть 2,5-2,6 нТл/мГл.

Средняя скорость продольных сейсмических волн для принятого состава рудных оценивается в 7 км/с, т.е. заметно не отличается от средней в породах слоя (6,8 км/с), не создает (при содержании рудных до 10-15%) значимой аномалии скорости. Поэтому по скоростному разрезу плотностная аномалия такой природы не может быть выявлена.

Приведенные $\partial(\Delta TP)/\partial(\Delta g)$ и $\partial(\Delta T)/\partial(\Delta g)$ подразумевают линейный вид связи полей, обусловленных описанными источниками. Очевидно, что на самом деле связь нелинейна. Но в рассматриваемом диапазоне изменений параметров в работе, направленной на принципиальное обнаружение этой связи, усложнением ее прогнозируемого вида можно пренебречь.

Используемые данные. Средние значения Δg в указанных трапециях были получены по карте гравитационного поля Украины, средние ТП - по данным о распределении теплового потока на щите из главы 3. Сеть определений ТП на УЩ очень редка. В

ГЛАВА 4

некоторые трапеции попадает только по 1-2 пункта определения параметра, в других определения отсутствуют. Кроме того, по смыслу проводимого сопоставления необходимо исключить районы, в недрах которых предположительно происходит современная активизация. Здесь возможна нестационарная составляющая ТП, не связанная с радиогенной теплогенерацией пород. Поскольку выделение зон современной активизации - процедура неоднозначная [47 и др.], из рассмотрения были исключены все значения ТП более 50 мВт/м³. Сопоставления Δg и Δg_{15} с ТП выполнены для 34 трапеций. Они охватывают сравнительно небольшой диапазон значений Δg - 5÷30 мГл и Δg_{15} - -20÷20 мГл

Региональные магнитные аномалии представляют собой результат обработки наблюдаемого поля. Применение различных методов обработки для территории Украины приводит к несколько различающимся вариантам описания регионального поля, например в работах [32] и [109]. Поэтому были использованы два варианта значений ΔT , осредненных в пределах трапеций - ΔT_1 [109] и ΔT_2 [32]. Для сопоставления с ними данные о гравитационном поле необходимо было преобразовать таким образом, чтобы они не включали аномальных эффектов от интервалов глубин, не участвующих в образовании региональных магнитных аномалий, и мантийных аномалий, связанных с современной активизацией.

Соответствующие расчеты были выполнены вдоль профилей ГСЗ и их частей, проходящих по территории УЩ. Используются плотностные разрезы (построенные по скоростным разрезам) вдоль геотраверсов Евробридж, III, II, IV, VI и профилей ГСЗ X, XVI, XXIII, XXIV, XXV, XXX, XXXIV. В расчет включались отличия плотностей от средних для щита в интервалах глубин 0-15 км и 42,5-57,5. Нормальным распределением плотности в коре щита считалось отвечающее зависимости $\sigma = 2,69 + 0,0076H$, где H - глубина в км [31]. Глубже 42,5 км нормальной считалась плотность пород мантии - 3,32 г/см³. В случаях, когда мощность коры была меньше 42,5 км, соответствующие интервалы глубин также включались в расчет, так как плотности пород мантии повышены по сравнению с нижнекоровыми, а их намагниченность считалась незначительной. Вычисления проведены для трехмерных гравитирующих объектов [31]. Для исключения влияния мантийной гравитационной аномалии, обусловленной прогревом пород мантии при современной активизации, не рассматривались данные по территориям Кировоградской и Днепроградской аномалий ТП [43]. Для некоторых участков были учтены влияния мантийных гравитирующих объектов на периферии мантийных аномалий Причерноморья и Донбасса [31 и др.]. Результаты расчетов проинтерполированы между профилями, по полученному распределению поправок (Δg_1) вычислены их средние значения в трапециях (рис. 4.6). Исправленные значения поля вычислены как $\Delta g_{red} = \Delta g - \Delta g_1$. Изменчивость Δg_{red} и Δg_1 в пределах щита оказалась больше, чем Δg : изменения средних в трапециях величин Δg составляет 65 мГл, Δg_{red} - 140 мГл, Δg_1 - 90 мГл. Очевидно, что изменения мощности коры и распределения плотности пород в ее пределах отражают процессы, ведущие к сглаживанию гравитационного эффекта слоя 0-57,5 км.

Результаты сравнения полей. Все сравниваемые (средние в пределах трапеций) величины Δg , Δg_{15} , Δg_{red} , ΔT_1 , ΔT_2 и ТП приведены на рис. 4.8. Результаты их сопоставления показаны на рис. 4.9 и 4.10. Для сокращения разброса величины ΔT_1 , ΔT_2 и ТП осреднены по 2-4 значения для совпадающих или близких Δg , Δg_{15} и Δg_{red} . Сравнение Δg_{red} с ΔT_1 и ΔT_2 выполнено для 141 трапеции.

На рис. 4.8 видно, что установленные виды связи Δg с ТП ($ТП = 46,9 - 0,2\Delta g$) и Δg_{15} с ТП ($ТП = 42 - 0,21\Delta g_{15}$) существенно не отличаются от прогнозируемого. Можно утверждать, что принятый вид связи плотности и теплогенерации реалистичен. Но

ГРАВИМАГНИТНЫЕ МОДЕЛИ ТЕКТОНОСФЕРЫ

количество и достоверность геотермических данных явно недостаточны. Несомненна необходимость более детальных исследований теплового потока на щите, особенно

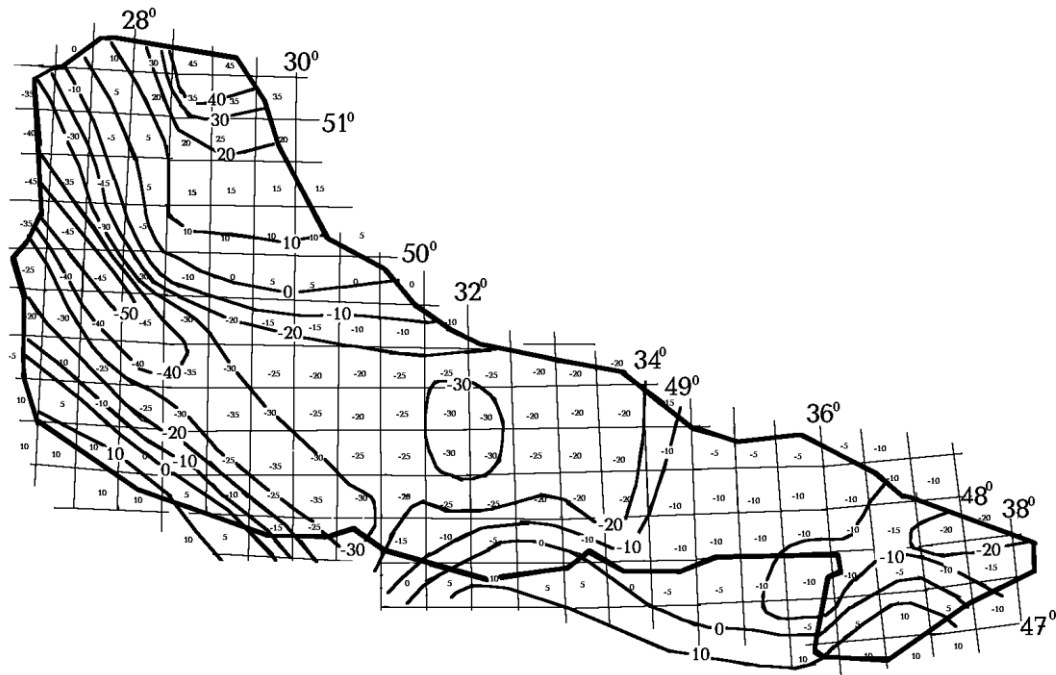


Рис. 4.6. Сумма расчетных гравитационных эффектов верхней (0-15 км) и нижней (более 42,5 км) частей коры и мантийных аномалий УЩ (Δg_1) в мГл.

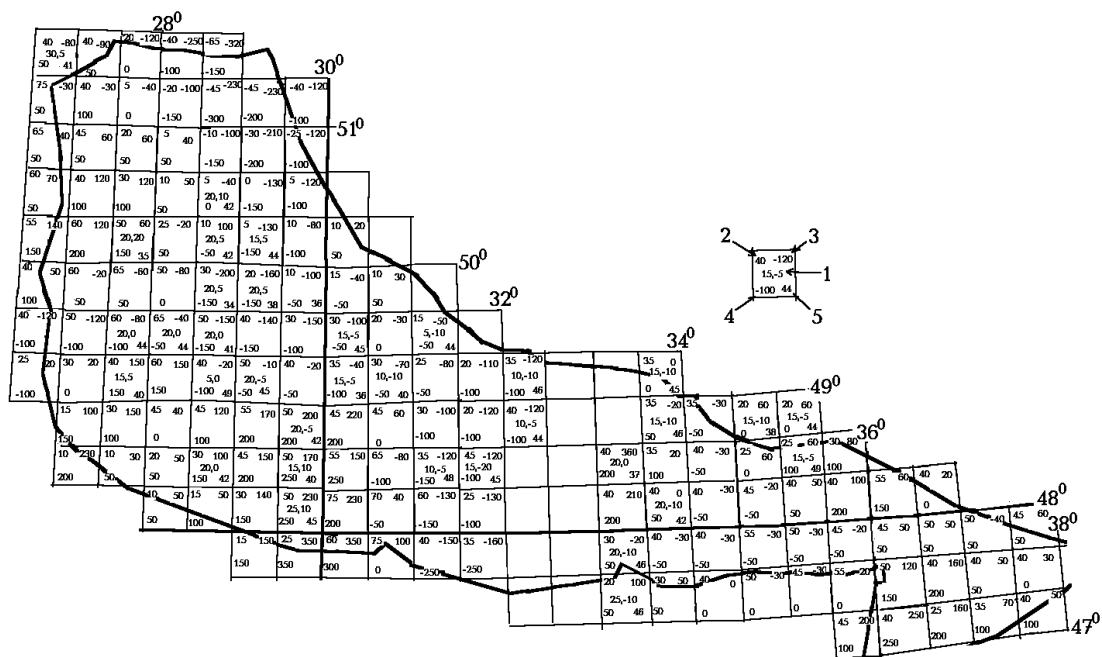
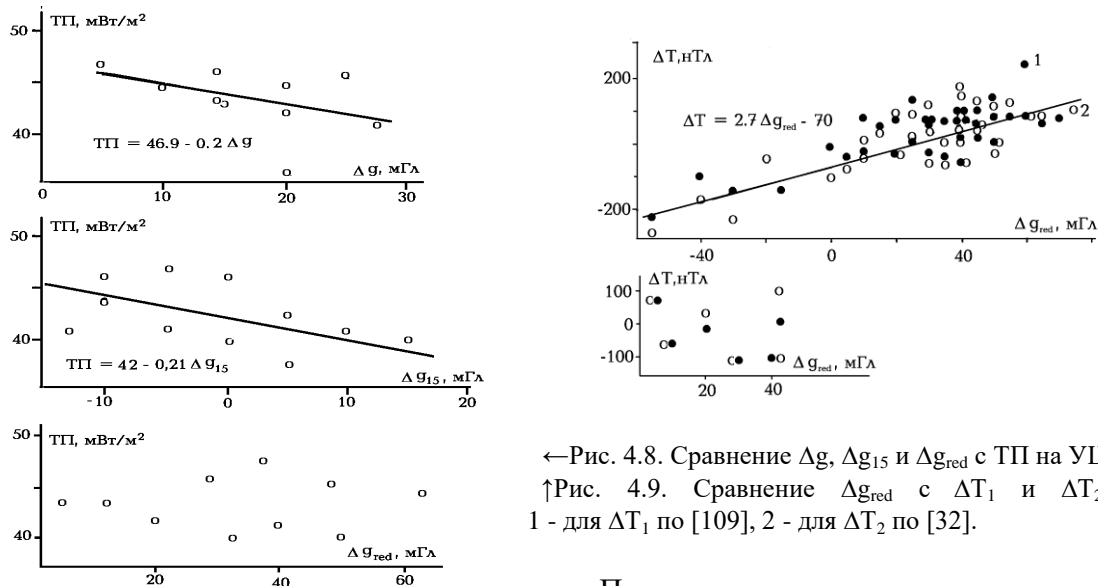


Рис. 4.7. Средние в пределах трапеций величины Δg , Δg_{15} , Δg_{red} , ΔT_1 , ΔT_2 и ТП на УЩ.

1,2 - гравитационное поле в мГл (1 - Δg , Δg_{15} , 2 - Δg_{red}), 3,4 - региональное аномальное магнитное поле в нТл (3 - ΔT_2 , 4 - ΔT_1), 5 - ТП в мВт/м².

ГЛАВА 4

в зонах, где его источники можно обоснованно считать стационарными. В настоящее время основное количество определений ТП сконцентрировано в областях современной активизации.



←Рис. 4.8. Сравнение Δg , Δg_{15} и Δg_{red} с ТП на УЩ
 ↑Рис. 4.9. Сравнение Δg_{red} с ΔT_1 и ΔT_2 на УЩ.
 1 - для ΔT_1 по [109], 2 - для ΔT_2 по [32].

Предположение о том, что изменения ТП связаны преимущественно с изменениями теплогенерации в верхней части коры, не обязательно верно. Поэтому кроме описанного сравнения ТП с Δg и Δg_{15} рассмотрено сопоставление ТП с Δg_{red} . Результаты представлены в нижней части рис. 4.8. Очевидно отсутствие корреляции параметров, хотя такой вывод можно сопроводить приведенными выше оговорками, касающимися недостаточной изученности ТП на щите.

Виды связи Δg_{red} с ΔT рассмотрены отдельно для каждого варианта описания регионального магнитного поля [32,109]. Они оказались близкими. На рис. 4.9 представлены оба варианта и средний вид связи: $\Delta T = 2,7\Delta g_{red} - 70$. Очевидно, что он близок к прогнозному. Корреляция полей установлена в довольно широком диапазоне значений Δg_{red} и ΔT , к рассмотрению привлечена практически вся возможная информация по УЩ. Достоверность самого факта корреляции представляется высокой. Однако ее количественная характеристика может измениться в будущем, прежде всего - при выявлении на территории щита новых зон современной активизации. Ведь в их пределах при расчете Δg_{red} необходимо учитывать мантийную гравитационную аномалию, что не было сделано. При гравитационном моделировании такие аномалии не были обнаружены [31], но моделирование было привязано к профилям ГСЗ, между которыми на щите остаются значительные неизученные территории. Кроме того, в прогретой коре зон современной активизации происходит частичное или полное размагничивание источников аномалий. На плотностном возмущении прогрев столь радикально не сказывается.

Можно провести сопоставление Δg_{red} с ΔT в известных зонах современной активизации щита - Кировоградской и Днепровской аномалиях ТП. Результаты приведены в нижней половине рис. 4.9. Корреляция полей явно отсутствует, что не удивительно, так как на рассматриваемой территории располагается мантийная гравитационная аномалия переменной величины [31], сравнимая с изменениями Δg_{red} в районе, а температура Кюри магнетита достигается на глубине около 20 км.

Обсуждение результатов. Установленная корреляция гравитационного поля и теплового потока базируется на изменении содержания радиоактивных элементов в

ГРАВИМАГНИТНЫЕ МОДЕЛИ ТЕКТОНОСФЕРЫ

зависимости от основности и степени метаморфизма пород. На качественном уровне она не вызывает сомнений. Для калия-40 зависимость может быть физически обоснована на количественном уровне, так как калий (в строгой пропорции - 0,012% - включающий калий-40) - важная часть породообразующих минералов коровых пород, определяющая, в частности, их плотность. Т.е. по химическому и минералогическому составу породы можно точно вычислить ее плотность и количество тепла, выделяемого при распаде калия-40. Однако, роль калия в суммарном выделении тепла коровыми радиоактивными источниками незначительна. А для урана и тория, входящих в значительной мере в состав акцессорных минералов пород коры, физически обоснованная количественная форма связи состава и минералогии с тепловыделением пока не может быть намечена. В настоящее время необходимо ограничиться приведенной выше эмпирической формулой, полученной при сравнении экспериментальных данных о плотности типичных пород «гранитного» слоя и содержаний в них радиоактивных элементов [43].

Принятая природа возникновения источников региональных аномалий магнитного поля позволяет использовать физически обоснованную оценку возникающего вида связи плотности пород и скорости сейсмических волн в них.

1. Можно использовать закон Борна-Кармана [113 и др.].

$V_p = C \cdot r \cdot (S \cdot m_a)$, $\sigma = V_p^2 / (C \cdot r^5 \cdot S)$, где r - среднее межатомное расстояние, S - средняя энергия связи ионов в кристаллической решетке, m_a - средняя атомная масса, C - коэффициент, учитывающий размерности.

Средняя величина $C \cdot r^5 \cdot S$ для пород нижней части коры составляет около $16 \text{ м}^5/\text{г} \cdot \text{с}^2$, для рудных - около $9-10 \text{ м}^5/\text{г} \cdot \text{с}^2$. Включение в породу 10% рудных изменяет $C \cdot r^5 \cdot S$ на $0,6-0,7 \text{ м}^5/\text{г} \cdot \text{с}^2$, что дает расчетную плотность при незначительно изменившейся скорости на $0,17 \text{ г}/\text{см}^3$ выше, чем без рудных.

2. Несколько упрощающий ситуацию (не учитывающий r и S) закон Берча предполагает повышение плотности пород при неизменной скорости на $0,16 \text{ г}/\text{см}^3$ на каждую единицу изменения средней атомной массы. Для основных гранулитов нижней части коры m_a составляет около 21,5, для рудных - 33. Соответственно при 10% добавке рудных в породу средняя атомная масса изменится на 1,1-1,2. Это отвечает росту плотности на $0,17-0,19 \text{ г}/\text{см}^3$ при неизменной скорости.

3. Для оценки достоверности сделанных выводов можно использовать и достаточно хорошо изученные упругие константы основных пород и рудных минералов.

$\sigma = E(1-p)/V_p^2(1+p)(1-2p)$, где E - модуль Юнга, p - коэффициент Пуассона.

Величина $E(1-p)/(1+p)(1-2p)$ для рассматриваемой породы составляет 134, для рудных - 241. При 10% добавке рудных изменение $E(1-p)/(1+p)(1-2p)$ достигнет 10-11, что приведет к росту плотности при неизменной скорости на $0,18 \text{ г}/\text{см}^3$.

Таким образом, результаты, полученные при сравнении магнитного и гравитационного полей УЩ, представляются физически вполне обоснованными.

Проведенное сопоставление гравитационного, магнитного и теплового полей Украинского щита позволяет констатировать:

1. В качестве предварительного вывода - наличие связи гравитационного поля и ТП вне областей современной активизации, которая может быть объяснена ранее установленным видом $TГ = f(\sigma)$ [43]. Вывод может быть пересмотрен или уточнен при дальнейшем изучении ТП на щите.

2. Региональные аномалии магнитного поля УЩ коррелируют с гравитационным эффектом нижней части земной коры. Корреляция достигается при учете мантийной гравитационной аномалии и в предположении, что самая нижняя часть мощной коры

ГЛАВА 4

(преимущественно - слой коро-мантийной смеси глубже 42,5 км) не участвует в формировании ΔT .

3. При построении плотностных моделей земной коры щита по скоростным в интервале глубин 15-42,5 км недостаточно использования вида связи параметров, отражающего типичные для докембрийской платформы составы, степени метаморфизма и глубинные температуры, - $\sigma = 2,69 + 0,27(V_p - 6)$ [31]. Необходимо учитывать влияние двух факторов: 1) повышенных температур коры в зонах современной активизации, 2) отклонения намагниченности нижней части коры от фоновой [32].

4. Для первой поправки следует использовать тепловые модели зон современной активизации [43]. Положительная поправка к плотности составляет $0,0015 \text{ г/см}^3$ на каждые 100°C аномальной температуры, при появлении слоя частичного плавления в его пределах поправка к расчетной плотности возрастает на $0,013 \text{ г/см}^3$ на каждый процент расплава. Последнюю поправку рационально вносить, привлекая результаты интерпретации региональных аномалий магнитного поля. Каждому 1 А/м аномальной намагниченности источника отвечает плотностная поправка $0,03 \text{ г/см}^3$.

5. Изучение намагниченности приповерхностных пород Украинского щита показало [32,85 и др.], что ее аномальные значения часто в ослабленном виде распространяются и в интервал глубин 0-15 км. Отличия намагниченности от фоновой здесь не превышают $0,5-1 \text{ А/м}$, но и эти незначительные возмущения необходимо учитывать при построении плотностных моделей.

4.3. Плотностные модели коры и мантийные аномалии

В разделе 4.2 предложены приемы, дополняющие методику построения плотностных моделей земной коры Украинского щита по сравнению с использовавшейся ранее [31]. Соответствующие поправки могут быть внесены при использовании кроме скоростной модели коры также тепловой и магнитной. Их привлечение позволяет повысить достоверность расчета гравитационного эффекта коры щита и, с применением специальной методики [31], с большей определенностью установить аномальную мантийную составляющую гравитационного поля, необходимую для диагностики частей региона, подвергшихся современной активизации [31,47]. Таким образом можно характеризовать структуру гравитационного поля Украинского щита, определить все основные его источники.

Прогнозная интенсивность мантийной гравитационной аномалии. Предполагалось, что аномальная часть гравитационного эффекта мантии связана с источником, возникшим в процессе современной активизации. Известные следы процессов активизации альпийского, киммерийского и герцинского возрастов на щите [30,164,168 и др.] говорят об одноактности таких событий. Согласно адвекционно-полиморфной гипотезе им отвечают поднятия (порциями диаметром около 50-70 км) нагретого и частично расплавленного вещества из интервала глубин около 250-450 км в интервал 50-100 км и обратное перемещение холодного вещества. Через некоторое время после остановки под корой из образовавшегося здесь резервуара частично расплавленных пород мантии происходит вторжение мантийного материала в нижнюю и среднюю части коры. На глубинах 20-30 км также возникает слой частичного плавления пород амфиболитовой фации метаморфизма.

Через 0,5-1 млн. лет после вторжения в кору тепловой эффект этого источника тепла достигает поверхности, возникает значительная аномалия теплового потока. До этого момента аномалии ТП могут быть связаны с локальными внедрениями кислого расплава в верхнюю часть коры и переносом тепла гидротермами по проницаемым зонам разломов.

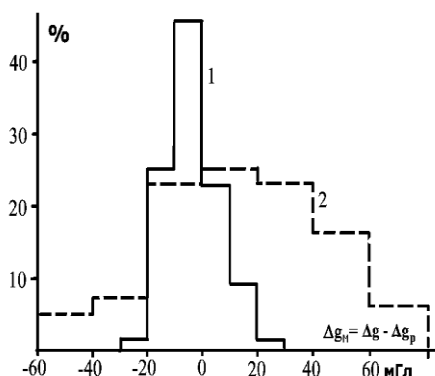
ГРАВИМАГНИТНЫЕ МОДЕЛИ ТЕКТОНОСФЕРЫ

Именно такая картина наблюдается в хорошо изученной Кировоградской аномалии теплового потока на щите. По размерам возмущения, приуроченного к разломам, нельзя представить полную ширину глубинного объекта. Она установлена по данным геоэлектрики (см. гл. 2), фиксирующим объекты высокой электропроводности в коре шириной около 50-60 км и длиной в несколько сотен километров [43].

Тепловая модель процесса (см. гл. 3) позволяет оценить аномалии температуры на разных глубинах в верхней мантии. Соответствующие изменения плотности в верхнем объекте составят в среднем около $0,06 \text{ г/см}^3$, в нижнем – $0,02 \text{ г/см}^3$. Различие объясняется изменением коэффициента теплового расширения пород мантии с глубиной. Изменение плотности в связи со смещением кровли зоны полиморфных преобразований не учитывается, так как за прошедшее время изменения минерального состава вещества еще, скорее всего, не успели произойти.

Расчетная величина мантийной гравитационной аномалии составляет 30 мГл над центральной частью объекта и около 20 мГл – над его краями. Именно такая аномалия выделена при гравитационном моделировании в районе Кировоградской аномалии теплового потока [23,31 и др.]. Таким образом, зоны современной активизации на УЩ можно выделять по мантийным гравитационным аномалиям интенсивностью более 20 мГл, причем ограниченная такой изолинией территория должна примерно совпадать с площадью, охваченной этим процессом.

Расчетное гравитационное поле коры УЩ. Вычисление гравитационного эффекта земной коры УЩ выполнено вначале по скоростным моделям для выбора методики расчета. При этом использовались формулы связи скорости продольных сейсмических волн и плотности пород, отвечающие нормальному распределению температуры в консолидированной коре из работы [31]: $\sigma = 2,69 + 0,27(V_p - 6)$ при $V_p < 7,2 \text{ км/с}$ и $\sigma = 3,02 + 0,28(V_p - 7)$ при $V_p > 7,2 \text{ км/с}$. Рассмотрены два варианта. В первом построены трехмерные плотностные модели вдоль профилей ГСЗ на щите и его ближайших окрестностях. При этом размеры особенностей скоростного разреза в частях профилей считались простирающимися вкрест них на расстояния, отвечающие размерам пересекаемых геологических объектов. За их пределами плотностная модель считалась средней для щита. Расчетный эффект проинтерполирован между профилями на всей территории щита с учетом геологических данных. Во втором варианте вся территория УЩ была разбита на элементарные ячейки размером 30'в.д. x 20'с.ш. (примерно 37x37км). Для каждой ячейки



определены глубины подошвы “гранитного” и переходного слоев коры и раздела М. Плотности в среднем слое считались увеличивающимися с глубиной от $2,8 \text{ г/см}^3$ до $2,905 \text{ г/см}^3$ [31]. В верхнем и нижнем слоях они изменялись от этих величин до значений, установленных на ближайших профилях ГСЗ, проходивших по той части щита, где располагалась данная ячейка.

Рис. 4.10. Гистограммы распределений Δg_m на УЩ вне Кировоградской и Днепровской зон современной активизации для разных вариантов расчета гравитационного эффекта коры.

1 – первый вариант, 2 – второй вариант.

Последующее сравнение наблюдаемого поля и двух вариантов расчетного (рис. 4.10) показало, что второй вариант приводит к значениям Δg_p , непригодным для использования

ГЛАВА 4

в данной работе. Соответствующие ему величины $\Delta g_m = \Delta g - \Delta g_p$ вне известных зон современной активизации щита изменяются в очень широких пределах: от -60 до $+80$ мГл. Дело, вероятно, в том, что использованные данные не обеспечивают достаточно точного представления скоростной структуры коры в пространстве между профилями ГСЗ. Такой вывод становится очевидным, если представить, например, картину распределения изопахит слоев коры между геотраверсами VIII, IV и II без учета данных по геотраверсу VI и с их учетом. Очевидны ошибки в определении мощности слоев коры на многие километры, которые приводят к ошибкам расчетного поля на многие десятки мГл.

Поэтому ниже использовались только данные расчета гравитационного эффекта коры в первом варианте. Поправки к плотностной модели, учитывающие аномальные температуры в коре, принципиально не отличаются от использовавшихся ранее [31]. Практически они применялись только в районах Кировоградской, Днепроградской и Приазовской аномалий глубинного теплового потока на УЩ, где построены тепловые модели коры, включающие значения T , резко отличные от фоновых (см. гл. 3). В пределах этих возмущений теплового поля (в полосе шириной 60-70 км) были введены положительные аномалии плотности в интервале глубин от 10 км до раздела М интенсивностью $0,0045$ г/см³ и в интервале 25-30 км – $0,04$ г/см³. Их гравитационный эффект оказался сравнительно невелик: над центром объекта он достигал 8 мГл, на краю – 5 мГл, на расстоянии 15-20 км за краем – 3 мГл. В случае более широких зон современной активизации гравитационный эффект от исправленных плотностей коровых пород может достигать 12 мГл.

Поправка, учитывающая высокое содержание рудных минералов в породах средней и нижней частей коры (в интервале глубин 15-42,5 км), рассчитывалась по намагниченности источников региональных аномалий магнитного поля. В некоторых случаях поправка вводилась и в плотность пород верхней части коры. Соответствующие аномальные величины плотности составляют $0,03-0,105$ г/см³ (рис. 4.5). Расчет показал, что гравитационный эффект в некоторых районах УЩ может достигать заметных величин, изменяясь в пределах 5-35 мГл.

Результаты расчетов гравитационного поля представлены на рис. 4.11. Очевидно, что они довольно различным образом соотносятся с наблюдаемым полем, но в целом соответствуют ему вне известных зон современной активизации щита, что позволяет признать реальность использованных значений плотности пород коры.

Полученная плотностная модель коры щита представлена на рис. 4.12-4.13 в виде карт изоденс на глубинах 10, 20, 30 и 40 км. Точность значений плотности, включенных в модель, определить не удастся, так как площадное ее распределение можно описать только используя интерполяцию между профилями ГСЗ, где рассчитан гравитационный эффект коры. Поэтому шаг изоденс следует признать условным, дающим возможность скорее качественно, чем количественно, охарактеризовать вариации плотности на разных глубинах под Украинским щитом. Расчетный гравитационный эффект коры щита (с учетом "нормы" [31 и др.]) представлен на рис. 4.14.

Вопрос о точности полученных величин Δg_p довольно сложен. Погрешность расчета гравитационного эффекта коры на профилях ГСЗ оценена в работе [31] и составляет около 5-10 мГл. Введение поправок едва ли существенно увеличило эту ошибку. Но на остальной территории УЩ, где нет сведений о скоростных разрезах коры, погрешность неопределенна. Можно лишь утверждать, что использованный прием построения общей картины распределения Δg_p как результата интерполяции значений между профилями гарантирует отсутствие грубых ошибок в десятки мГл (см. выше). Поэтому к оценке результатов следует подходить дифференцировано: полученные вне профилей считать

ГРАВИМАГНИТНЫЕ МОДЕЛИ ТЕКТОНОСФЕРЫ

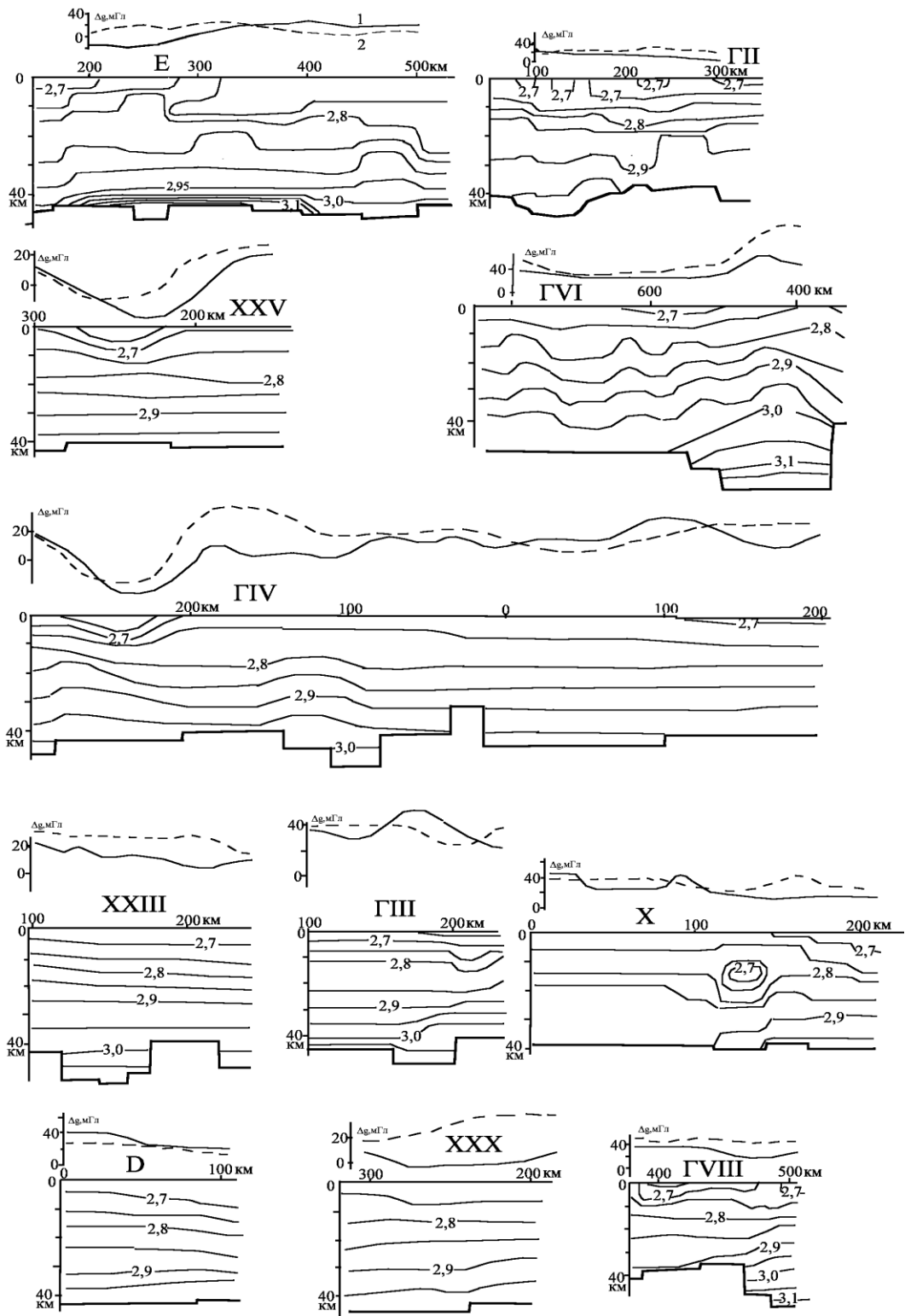


Рис. 4.11. Плотностные модели (цифры на разрезах – плотности в г/см^3), наблюдаемое (1) и расчетное (2) гравитационное поле вдоль профилей ГСЗ на Украинском щите.

ГЛАВА 4

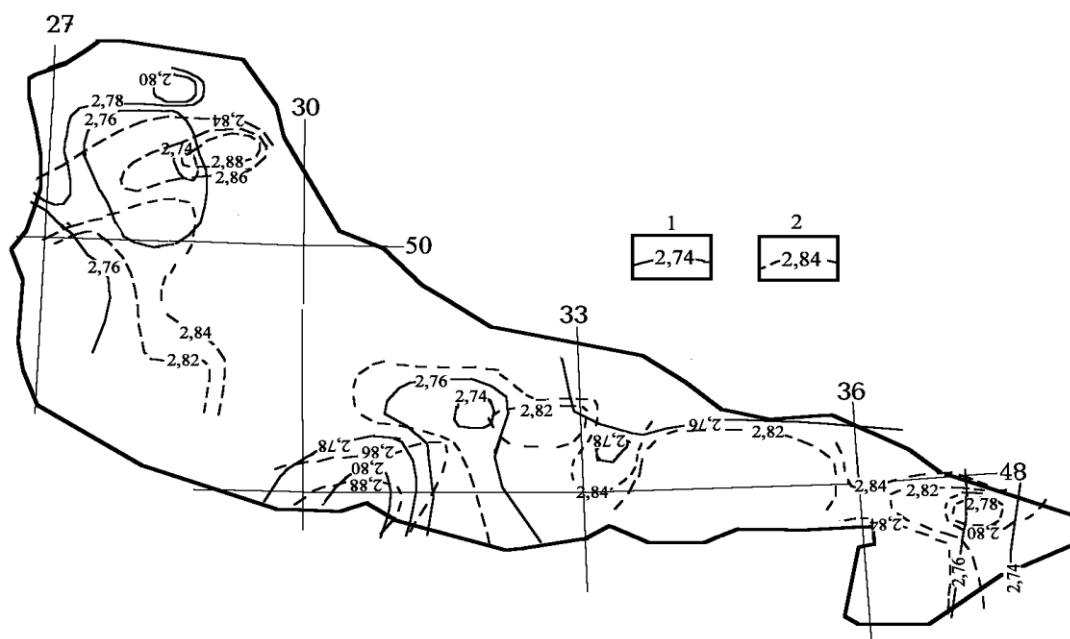


Рис. 4.12. Распределение плотности пород (в $\text{г}/\text{см}^3$) в коре УЩ на глубинах 10 км (1) и 20 км (2).

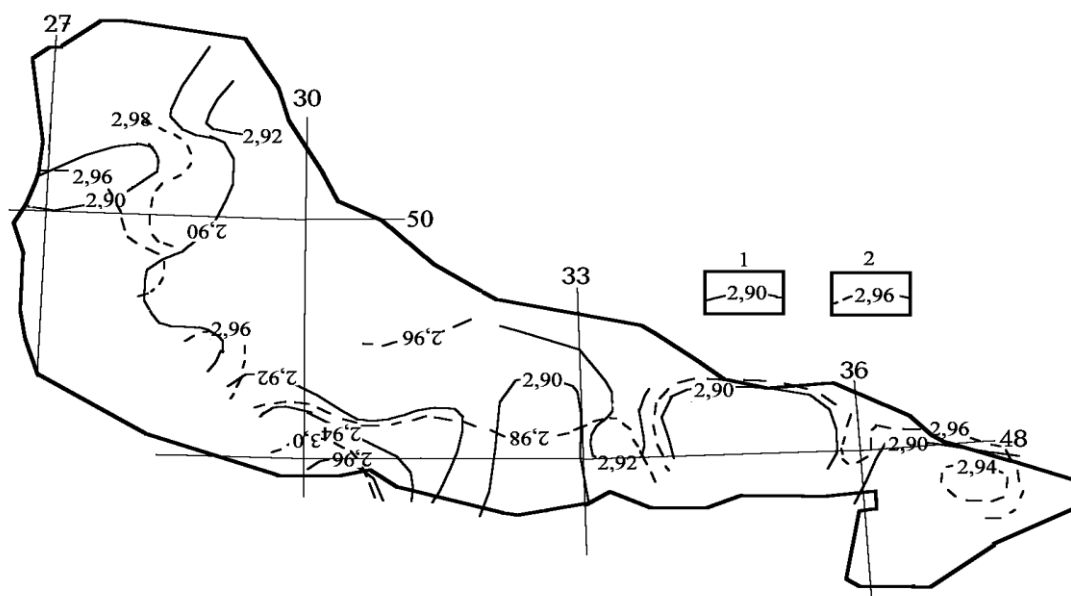


Рис. 4.13. Распределение плотности пород (в $\text{г}/\text{см}^3$) в коре УЩ на глубинах 30 км (1) и 40 км (2).

на данном этапе исследования качественными, на профилях – имеющими указанную погрешность (рис. 4.11).

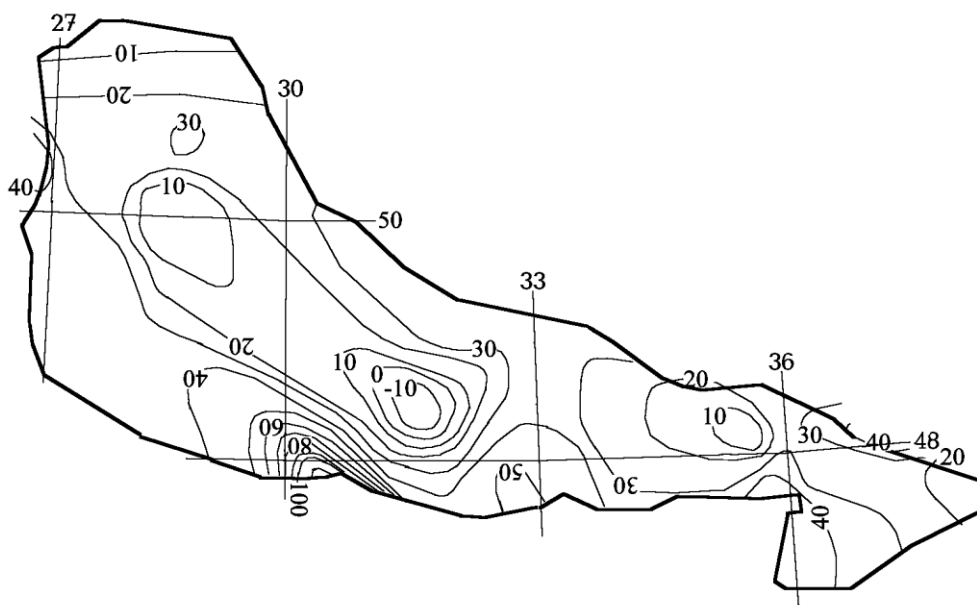


Рис. 4.14. Распределение расчетных значений гравитационного эффекта коры (в мГл) на Украинском щите.

Сравнение наблюдаемого и расчетного полей. Для сравнения с расчетным гравитационным эффектом коры щита (Δg_p) использовалось наблюдаемое поле (Δg). Оно отражало данные, приводимые на картах преимущественно масштаба 1 : 200 000, и было несколько сглажено для устранения локальных аномалий, отвечающих небольшим объектам, отсутствовавшим в моделях (рис. 4.15). Следует отметить, что приводимые значения Δg существенно отличаются от показанных на карте из работы [3]. Причина такого отличия неясна.

Расчетное и наблюдаемое гравитационные поля УЩ сравнивались в пределах указанных выше элементарных ячеек. По результатам сравнения построена карта (рис. 4.16). Поскольку погрешность Δg также близка к 5 мГл, ошибка мантийной составляющей на профилях ГСЗ должна быть близка к 10 мГл [31]. Предполагаемая ошибка заставляет проводить достоверные изолинии Δg_m через 20 мГл. Они представляются обоснованными в районах около профилей ГСЗ и отражают качественную оценку Δg_m вне профилей.

Очевидно, что на щите и за его пределами довольно широко распространены отрицательные мантийные гравитационные аномалии, однако небольшая интенсивность часто не позволяет признать их в качестве достоверно выделяемых возмущений. Тем не менее, вполне определенно устанавливаются возмущения, отвечающие Кировоградской и Днепроградской зонам современной активизации. Отрицательная мантийная аномалия в районе контакта Приазовского массива и Донбасса достоверно не диагностируется, но она не вызывает сомнений на небольшом расстоянии севернее границы щита. Обнаружено значимое возмущение в юго-западной части щита. Тепловой поток здесь не изучен, поэтому по геотермическим данным соответствующая зона современной активизации не могла быть выделена.

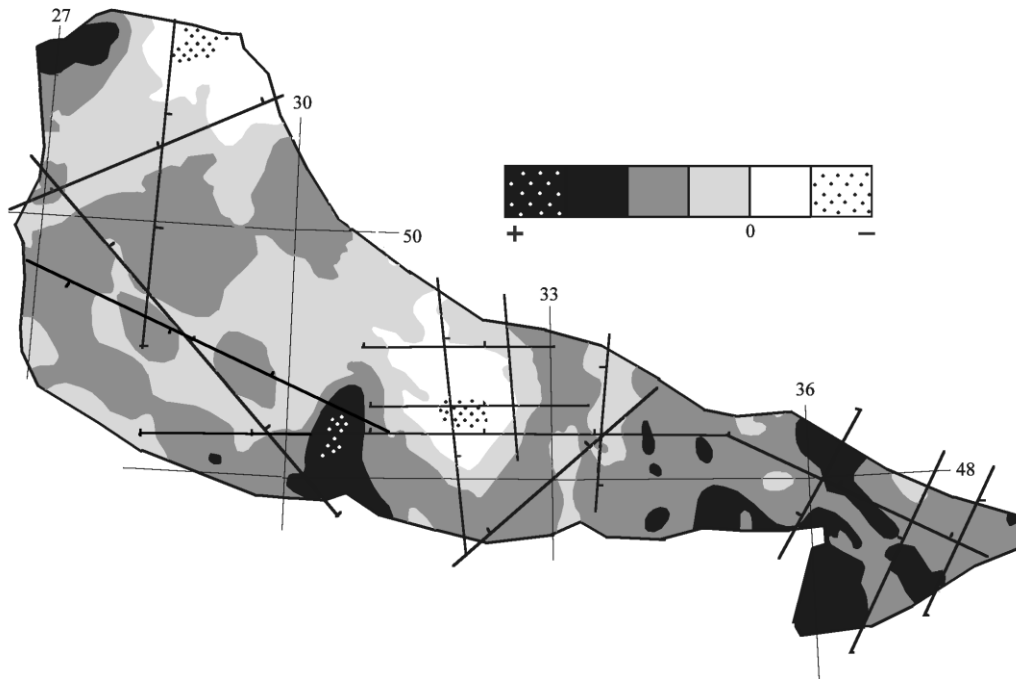


Рис. 4.15. Схема гравитационного поля Украинского щита.

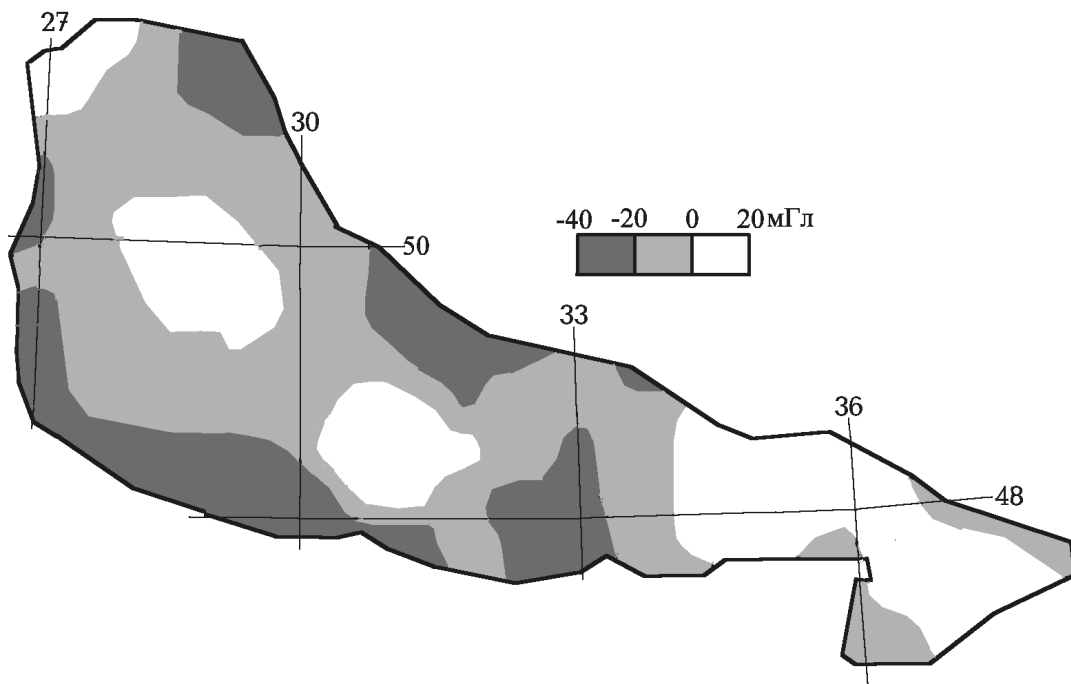


Рис. 4.16. Распределение мантийной гравитационной аномалии на УЩ.

Все установленные зоны не ограничены территорией щита и его склонов. Создается впечатление, что современная активизация, отчасти наследуя древние структуры различного возраста, в целом не приурочена ни к одной из них и имеет собственный план.

Глава 5. Глубинные процессы в тектоносфере

В первом разделе главы предпринята попытка рассмотреть гипотетическую историю глубинных процессов в тектоносфере УЩ, опираясь на общие представления адвекционно-полиморфной гипотезы [29,48]. При этом использование конкретной геолого-геофизической информации по УЩ было минимально необходимым, что позволило сравнить затем некоторые фактические данные с результатами расчетов. Второй раздел посвящен анализу эрозионных процессов, придавших Украинскому щиту современный вид.

5.1. Глубинные процессы и эволюция тепловой модели тектоносферы

В работах [29,48 и др.] рассматривались модели тепловой эволюции мантии Земли, обусловленной аккрецией, дифференциацией вещества планеты, выделением тепла при радиоактивном распаде, перемещениями частично расплавленных пород в тектоносфере в рамках схемы адвекционно-полиморфного процесса. Полученные результаты позволили выделить глобальную астеносферу на глубинах от 700 до 1000 км, рассчитать современное распределение температуры в мантии под докембрийскими платформами, которое согласуется с данными геотермии (с температурами в коре и верхних горизонтах мантии, вычисленных по современному тепловому потоку на платформе на глубинах до 70 км) и геотермометров (данных о РТ-условиях образования ксенолитов, вынесенных кимберлитами с глубин до 200 км). В моделях учитывались усредненные представления о радиогенной теплогенерации в породах коры и мантии и об активных процессах в докембрийской тектоносфере, связанных с тепломассопереносом в мантии Земли. Считалось, в частности, что периодичность таких событий существенно (с точки зрения влияния на конечный результат расчета) не отличалась от известной в фанерозое (хотя количество единичных актов перемещения вещества в каждом цикле активности считалось большим). Изучение глубинных процессов в тектоносфере Украинского щита, проведенное в последнее время, показывает неточность последней трактовки. Поэтому представляется интересным рассмотрение эволюции тепловой модели тектоносферы с использованием некоторых конкретных параметров УЩ.

Схема расчета. В основу модели тепловой эволюции мантии УЩ легло представление о начальном распределении T примерно 4,2 млрд. лет назад. Оно обусловлено предшествующей аккрецией (приведшей к среднему нагреву планеты в зависимости от принимаемой схемы процесса на $1500-2500^{\circ}\text{C}$) и дифференциацией Земли на ядро и внешние оболочки (обусловившей средний нагрев на 1200°C) в течение нескольких сотен млн. лет [116,117 и др.], образованием «магматического океана» глубиной около 1000 км. «Магматический океан обогащается летучими и некогерентными элементами относительно твердой мантии, которая становится очень сухой и лишенной летучих элементов» [116, с.28], а из него выносятся вещества коры. Процесс сопровождается интенсивным тепломассопереносом (скорее всего – непрерывной конвекцией), охлаждением тектоносферы до уровня температуры солидуса пород [29]. При ее достижении вязкость вещества мантии существенно увеличивается, непрерывная конвекция становится маловероятной. Последующие изменения T связываются с кондуктивным охлаждением через поверхность, выделением радиогенного тепла (изменяющейся во времени интенсивности, при отсутствии теплопотерь способного нагреть верхнюю мантию на $2000-2500^{\circ}\text{C}$) и выносом тепла к поверхности адвективным путем во время активизаций. Дополнительные источники тепла (его выделение или поглощение) могут возникать при смещении кровли зоны полиморфных переходов в низах верхней мантии.

Именно этот последний период (0-4,2 млрд. лет назад), охватывающий большую часть истории Земли, рассмотрен ниже.

ГЛАВА 5

Вычисления проводились в несколько этапов, использовались выражения, приведенные, в частности, в работе [43].

1. При расчете изменения начального распределения T за счет кондуктивного охлаждения через поверхность использовалось обычное выражение для остывающего полупространства. Температура на глубине z , связанная с источниками в интервалах глубин $h_{i1} \div h_{i2}$ с начальной аномальной (по отношению к T поверхности) температурой ΔT_i , действующими в течение времени τ_i в среде с температуропроводностью a определялись как

$$T = \sum 0,125\Delta T_i (\Phi((h_{i1}+z)/2(a\tau_i)^{0,5}) - \Phi((h_{i2}+z)/2(a\tau_i)^{0,5}) + \Phi((h_{i2}-z)/2(a\tau_i)^{0,5}) - \Phi((h_{i1}-z)/2(a\tau_i)^{0,5}))$$

Каждый из источников соответствовал интервалу глубин, в пределах которого ΔT_i принималась постоянной. Тестовые расчеты показали, что для анализа модели тектоносферы достаточно учесть температуру в слое мощностью около 1500 км.

2. Полученное распределение T для каждого момента дополнялось эффектами четырех одномерных изменяющихся во времени радиогенных источников тепла: а) верхней части коры, б) нижней части коры, в) верхней мантии и г) нижней мантии. В пределах каждого источника температура составляла

$$T = (2TГ/с\sigma)(\tau(i^2\Phi^*((h_1-z)/(2(a\tau)^{0,5}) - i^2\Phi^*((h_1+z)/(2(a\tau)^{0,5}) - i^2\Phi^*((h_2-z)/(2(a\tau)^{0,5}) + i^2\Phi^*((h_2+z)/(2(a\tau)^{0,5}) - (\tau - \tau_0)(i^2\Phi^*((h_1-z)/(2(a(\tau-\tau_0))^{0,5}) - i^2\Phi^*((h_1+z)/(2(a(\tau-\tau_0))^{0,5}) - i^2\Phi^*((h_2-z)/(2(a(\tau-\tau_0))^{0,5}) + i^2\Phi^*((h_2+z)/(2(a(\tau-\tau_0))^{0,5}))$$

и ниже источника

$$T = (2TГ/с\sigma)(\tau(i^2\Phi^*((z-h_2)/(2(a\tau)^{0,5}) + i^2\Phi^*((h_2+z)/(2(a\tau)^{0,5}) - i^2\Phi^*(z/(2(a\tau)^{0,5})) - (\tau - \tau_0)(i^2\Phi^*((z-h_2)/(2(a(\tau-\tau_0))^{0,5}) + i^2\Phi^*((h_2+z)/(2(a(\tau-\tau_0))^{0,5}) - i^2\Phi^*(z/(2(a(\tau-\tau_0))^{0,5}))$$

где $c\sigma$ – объемная теплоемкость среды, τ_0 – время окончания теплогенерации данной интенсивности.

Изменение теплогенерации в каждом из слоев во времени учитывалось разбиением периода расчета на интервалы с выдержанной в их пределах $TГ$. Их длина увеличивалась с приближением к современности, что обусловлено экспоненциальной зависимостью концентраций радиоактивных элементов от времени.

3. На полученные фоновые модели накладывались результаты адвекционных перемещений вещества в каждом активном эпизоде истории региона. Изучение состава магматических пород шита [48,138-142 и др.] показало, что глубины кровли астеносферы в ходе активных процессов докембрия изменяются так же, как в геосинклиналях и рифтах фанерозоя. Именно в этом смысле древним процессам были приписаны обозначения «геосинклиналь» и «рифт», тектонические последствия этих событий могли быть и иными, чем в фанерозое.

Выбор варианта активного процесса связывался с видом предшествующей ему тепловой модели. Если перед его началом температуры превышали температуру солидуса в большом интервале глубин ниже 200км, ситуация считалась подходящей для возникновения внутриастеносферной конвекции и геосинклинального процесса. При этом учитывалось наличие сверхадиабатического градиента в астеносфере или ее части. Именно такая часть астеносферы считалась пригодной для конвективного перемешивания вещества и подготовки всплывающего вверх астенолита. Если астеносфера перед началом активного процесса была менее мощной, условия считались подходящими для рифтового процесса или одноактной активизации (которой отвечало перемещение вещества, характерное для начального этапа рифтового процесса). Как правило, вынос вещества при рифтовом процессе осуществлялся из астеносферы или ее части мощностью около 100 км, реже – 50 км. В случае отсутствия астеносферы или ее незначительной (менее 50 км) мощности

ГЛУБИННЫЕ ПРОЦЕССЫ В ТЕКТОНОСФЕРЕ

ситуация считалась непригодной для начала активного процесса, расчет (подразумевающий только эволюцию фона и сглаживание возникших прежде аномалий T) продолжался до момента формирования необходимых условий.

При моделировании тепломассопереноса использовалось представление о кванте тектонического действия (КТД) – минимальном объеме вещества, способного к перемещению в тектоносфере [29,48]. Для упрощения расчетов его диаметр во всех случаях считался равным 50 км. Каждому геосинклинальному или рифтовому событию отвечало перемещение трех КТД.

При геосинклинальном варианте развития перегретое вещество поступало вначале на глубины 150-200 км, затем – 100-150 км, в конце – 50-100 км. На смену ему опускалось относительно холодное вещество из соответствующего интервала глубин. Латеральный тепломассоперенос считался ограниченным или отсутствующим, что отличало модели докембрийских процессов от фанерозойских [48]. Последний акт тепломассопереноса сопровождался внедрением частично расплавленного вещества в количестве, эквивалентном слою мощностью 8-10 км, в кору. В астеносферу опускалось соответствующее количество эколгитизированных основных пород коры. Интервал глубин внедрения был принят для упрощения вычислений во всех случаях одинаковым – 20-30 км.

При рифтовом процессе последовательность изменения глубин остановки поднимающихся КТД была обратной геосинклинали: вначале вторжения на глубины 50-100 км (и внедрения в кору), затем – 100-150 км и 150-200 км.

При расчете тепловых эффектов, обусловленных перемещением вещества, в случае необходимости учитывалась ограниченность возникающих источников тепла по длине ($x_{i1} \div x_{i2}$) и ширине ($y_{i1} \div y_{i2}$).

$$T = \sum 0,125 \Delta T_i \left(\Phi(x_{i2}/2(a\tau_i)^{0,5}) - \Phi(x_{i1}/2(a\tau_i)^{0,5}) \right) \left(\Phi(y_{i2}/2(a\tau_i)^{0,5}) - \Phi(y_{i1}/2(a\tau_i)^{0,5}) \right) \cdot \\ \left(\Phi((h_{i1}+z)/2(a\tau_i)^{0,5}) - \Phi((h_{i2}+z)/2(a\tau_i)^{0,5}) + \Phi((h_{i2}-z)/2(a\tau_i)^{0,5}) - \Phi((h_{i1}-z)/2(a\tau_i)^{0,5}) \right)$$

4. Эффекты источников тепла, возникающих при перемещении фронта полиморфного перехода, вычислялись как связанные с теплогенерацией в преобразованном слое с использованием приведенной выше формулы.

5. На начальной фазе вычислений необходимо учесть отличие температуры поверхности Земли от современной. Эта операция выполнялась как:

$$T = \sum \Delta T_i \left(\Phi^*(z/2(a\tau_i)^{0,5}) - \Phi^*(z/2(a(\tau_i - \tau_{0i}))^{0,5}) \right)$$

где ΔT_i – в данном случае - отличие T поверхности от современной, сохраняющееся в течение времени τ_{0i} .

Используемые параметры тектоносферы. Для реализации изложенной схемы вычислений применялись такие данные о свойствах пород и процессах в рассматриваемом интервале глубин.

1. Средняя мощность современной коры УЩ принята равной 42 км [23]. Теплогенерация для настоящего времени в ее верхней части (0-21 км) в среднем составляла 0,8, в нижней (21-42 км) – 0,36, в верхней мантии (42-450 км) – 0,04, в нижней мантии – 0,004 мкВт/м³. Основания для такого выбора ТГ неоднократно рассматривались в работах [29,43,48 и др.]. Приведенные цифры заметно не отличаются от используемых другими авторами для оценки эффектов, связанных с радиогенным выделением тепла в тектоносфере. Например, в работе [116] в верхней коре принята ТГ 1,3-0,4, в нижней – 0,3, в мантии – 0,01-0,05 мкВт/м³ (большая величина относится к верхней части мантии).

Мощность земной коры считалась изменяющейся в начальной части рассматриваемого временного интервала. Как будет показано ниже, вначале существование коры с мощностью, сопоставимой с современной, кажется маловероятным по термическим соображениям (даже без учета вероятной бомбардировки поверхности крупными

ГЛАВА 5

метеоритами, прекратившейся, вероятно, только 3,8 млрд. лет назад [116]). По петрологическим данным первичная земная кора (около 4 млрд. лет назад) имела близкий к современному состав и мощность около 20 км [116], но еще не была устойчивой и дифференцированной сходным с современной корой образом. Время перехода к современной коре при первых тестовых расчетах было принято равным 3,8 млрд. лет назад. В пользу этого выбора можно привести следующие сведения. В Китае описаны основные гранулиты, сформировавшиеся 2,5 млрд. л. назад на глубине подошвы коры – 42 км ($T = 850^{\circ}\text{C}$), т.е. кора уже имела современную мощность [24]. Позднеархейские гранулитовые породы Индийского щита (возрастом около 2,8 млрд. лет) сформировались в коре на глубинах от 18 до 28-30 км ($T = 600-800^{\circ}\text{C}$) [24]. Среди архейских пород УЩ (возрастом до 3-3,5 млрд. лет) встречаются основные гранулиты, образовавшиеся в коре на глубине до 35 км [26,87,165 и др.]. Гранулиты, возникшие в нижней части мощной коры (сопоставимой по мощности с современной) на севере Балтийского щита, имеют возраст около 3,5 млрд. лет [116]. Наиболее древние известные породы щитов разных континентов Земли (возрастом 3,7-3,8 млрд. лет) явно принадлежат к достаточно развитой континентальной коре, хотя и не прошедшей дифференциацию на кислую верхнюю и основную нижнюю части [24]. На УЩ "Ко времени 4200 млн. лет уже существовала мощная кора, которая могла обеспечить гранулитовый метаморфизм" [180, с.281]. Архейская кора, скорее всего, значительно не отличалась от современной по среднему составу, но включала кислые и основные породы мантийного происхождения, не переработанные анатектическими процессами [116]. Вероятно, и теплогенерация в ней не изменялась так радикально с глубиной, как в современной. Но на рассчитываемых температурах мантии это отличие существенно не сказывалось.

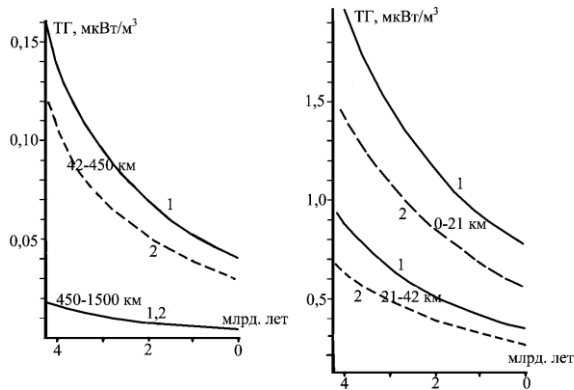
При расчете момент появления коры современного облика не был закреплен, рассматривались различные варианты, при которых в период до возникновения и стабилизации коры та или иная часть содержащихся в ней радиогенных источников тепла распределялась в верхних горизонтах мантии мощностью в несколько десятков километров [116 и др.]. Изменение момента появления (и сохранения на протяжении всей остальной истории щита) современной земной коры обусловило лишь некоторые вариации вида моделей вблизи этого момента. В распределении температур в тектоносфере в период через 100-200 млн. лет после стабилизации коры этот эффект заметно не проявляется.

2. Приведенные величины ТГ, как показали соответствующие расчеты [23,48 и др.], отвечают тепловому потоку на Украинском щите – в среднем около 44 мВт/м^2 - вне зон современной активизации (где он достигает $60-70 \text{ мВт/м}^2$) (рис. 3.6). Только в северо-западной части щита имеется полоса шириной около 100 км, в пределах которой ТП понижен до 34 мВт/м^2 . В настоящее время она детально не изучена, возможно, прерывиста. Вообще изученность щита по тепловому потоку еще недостаточна, нельзя исключать обнаружения в будущем зон пониженного ТП в других его частях. На севере Волыно-Подольской плиты (на непосредственном продолжении указанной полосы), Припятском валу и почти на всей территории Белорусского массива распространены такие же пониженные ТП. В некоторых частях этой зоны скоростные разрезы коры указывают на ее повышенную основность по сравнению с типичной корой УЩ. Поэтому имеет смысл рассмотреть вариант тепловой эволюции тектоносферы, отвечающий условиям, при которых формируется современный низкий тепловой поток. Расчет показывает, что пониженный до 34 мВт/м^2 ТП можно получить, если примерно одинаково сократить теплогенерации пород коры и верхней мантии (до 0,7 и 0,75 указанных выше уровней соответственно).

ГЛУБИННЫЕ ПРОЦЕССЫ В ТЕКТОНОСФЕРЕ

Изменяющиеся со временем величины теплогенерации (в соответствии с периодами полураспада калия, урана и тория и их относительной ролью в выделении тепла в породах коры и мантии), использованные при расчетах, приведены на рис. 5.1.

3. Проведенные расчеты, учитывающие остывание тектоносферы от температуры солидуса и нагревание теплом радиоактивного распада, показали, что достигаемые при этом температуры в нижней части тектоносферы превышают температуры не только солидуса, но и ликвидуса (рис. 5.2). Очевидно, что такая система нестабильна и неизбежно



появление процессов, приводящих к выносу тепла к поверхности, дополняющему кондуктивный.

Рис. 5.1. Радиогенная теплогенерация в коре и мантии УЩ в зависимости от возраста.

1 – вариант нормальных ТГ, 2 – вариант пониженных ТГ

4. Возможность именно адвективного теплопереноса в полупространстве, когда объем вещества в нижней части тектоносферы, служащий источником КТД,

не отличается по температуре от соседних, может быть поставлена под сомнение. На глубине более ~250 км плотность расплава (по составу отвечающего твердой породе) превышает плотность твердой породы. Превышение достигает первых сотых г/см³ к кровле зоны полиморфных преобразований мантийных пород. Адвекция в астеносфере большой

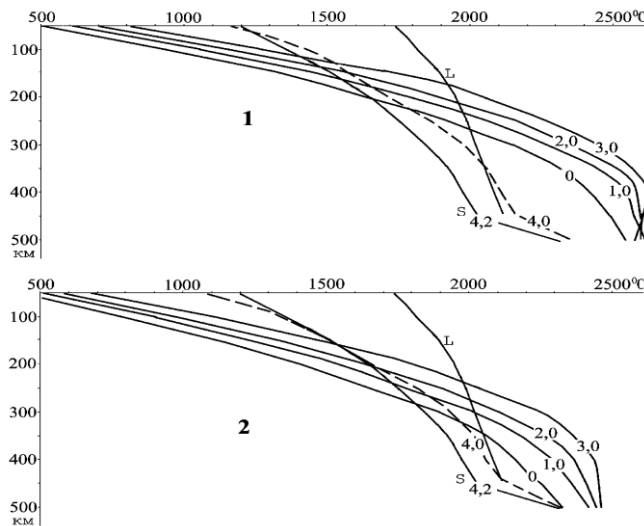


Рис. 5.2. Распределение в верхней мантии температур, связанных с остыванием от солидуса и радиогенной теплогенерацией. Индексы у кривых – возраст в млрд лет. S и L – температуры солидуса и ликвидуса мантийных пород соответственно.

1 – вариант нормальных ТГ, 2 – вариант пониженных ТГ.

мощности (охватывающая интервалы глубин выше и ниже названной границы) приобретает разный характер в разных ее частях, расплав может накапливаться как у кровли астеносферы (и питать магматизм), так и у подошвы.

Относительное количество расплава в нижней части астеносферы может быть значительным, так как к кровле зоны полиморфных преобразований пород верхней мантии температуры солидуса (T_c) и ликвидуса (T_l) сближаются, различие между ними составляет менее 100°C : по [48] в интервале глубин 50-450 км $T_c = 1013 + 3,914N - 0,0037N^2$, $T_l = 1665 + 1,772 N - 0,0017 N^2$, где N – глубина в км. В этих условиях формирование КТД во всей астеносфере представляется невозможным, теплоперенос распадается на два этажа. Если такая структура ограничена в плане, основным фактором разуплотнения становится перепад температур между подготовленным к активизации и окружающим объемом пород. Такая ситуация может сложиться при

ГЛАВА 5

несколько различающихся теплогенерациях в разных блоках мантии, когда условия для включения адвекции «созревают» не синхронно.

Однако реальные мантийные породы выше кровли зоны полиморфных преобразований при превышении температуры солидуса продуцируют жидкость преимущественно базальтового (а не коматиитового) состава. Она заметно (до $0,1 \text{ г/см}^3$) менее плотна, чем твердая порода, поэтому и в нижней части астеносферы частично расплавленные фрагменты могут подниматься, стимулируя обычную адвекцию. В зоне полиморфных преобразований и под ней образование базальтового расплава кажется маловероятным, что отражается в резком повышении температуры солидуса в этой зоне.

5. Периодичность возникновения адвективного теплопереноса в тектоносфере необходимо оценить заранее (до начала вычислений), чтобы не выбрать слишком большой временной шаг расчета тепловых моделей. Для этого были собраны данные о возрастах магматизма и других проявлений активного эндогенного режима на УЩ, повторявшихся на ограниченной территории [11,26,86,103,105,167 и др.]. Оказалось, что различия возрастов последовательных активных событий (Δt) существенно изменяется с возрастом (t). В архее они составляют около 30 млн. лет, в рифее-фанерозое – 150-250 млн. лет. Соответствующие данные представлены на рис. 5.3. Очевидно, что в начале расчета необходимо использовать шаг по времени около 10 млн. лет, в дальнейшем он может быть увеличен до 30 млн. лет без риска пропуска «созревших» условий для начала активного теплопереноса.

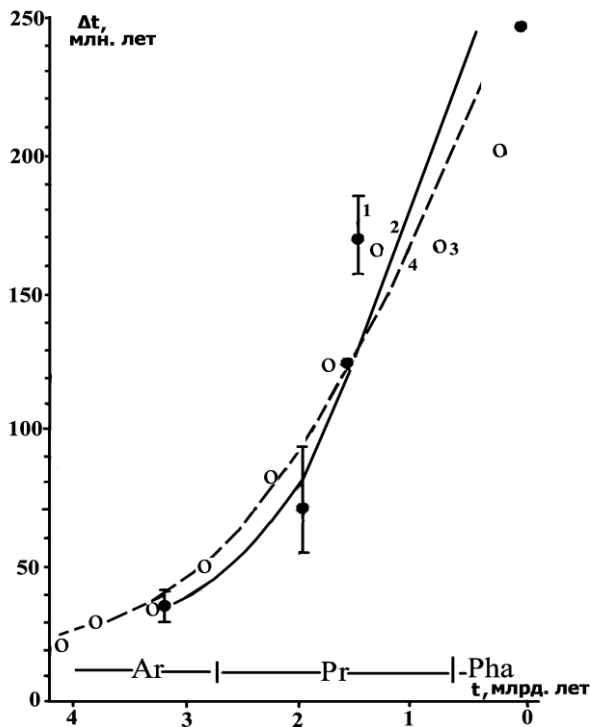


Рис. 5.3. Изменение временного интервала между периодами активизации Украинского щита (Δt , млн. лет) в зависимости от возраста (t , млрд. лет назад).

1 – экспериментальные данные по [11,26,86,103,105,167 и др.], 2 – кривая, осредняющая экспериментальные данные, 3 – расчетные данные (см. текст), 4 – кривая, осредняющая расчетные данные.

6. При расчетах использовалось одно значение температуропроводности пород – $7 \cdot 10^{-7} \text{ м}^2/\text{с}$ и объемной теплоемкости – $4,2 \cdot 10^6 \text{ Дж/м}^3 \cdot \text{°C}$, обоснованные ранее [29 и др.]. Тестовые вычисления для заметно больших величин α и c_p показали, что при их использовании тепловые запасы мантии истощаются слишком быстро, это делает невозможным активные процессы уже в протерозое.

7. Геологические данные об истории активных процессов в докембрии на территории УЩ показывают, что около 3,0-3,5 млрд. лет назад они одновременно или почти одновременно охватывали всю территорию щита или значительную ее часть. Конечно, информация неполна, но можно утверждать, что такое предположение, по крайней мере, не противоречит имеющимся данным. В последующем эта ситуация изменилась, появились зоны шириной порядка 100 км (и, возможно, существенно большей длины), рядом с которыми при их активизации сохранялся «тектонический и магматический покой». Момент такого изменения геометрии активных регионов при построении тепловой модели не был задан заранее. Он определялся

ГЛУБИННЫЕ ПРОЦЕССЫ В ТЕКТОНОСФЕРЕ

в каждом из двух вариантов расчета (для разной теплогенерации пород тектоносферы) по ходу расчета (см. ниже).

8. Имеющиеся в литературе данные о повышенной температуре поверхности Земли в архее довольно неопределенны. Общепризнано, что превышение достигало значительной величины, но его интенсивность и временные рамки аномалии оцениваются по-разному. При расчетах было принято предположение, что температура, близкая к современной (по крайней мере, ниже 100°C), установилась после прекращения интенсивной бомбардировки поверхности крупными метеоритами около 3,8 млрд. лет назад (рис. 5.4). В период 4,2-4,0 млрд. лет назад она составляла около 500°C , затем постепенно сократилась до $100\text{-}200^{\circ}\text{C}$ [116 и др.]. Хотя не исключен и другой вариант: «Существование осадочных пород и, следовательно, жидкой воды очевидно начиная с 3,8 млрд. лет» [132, с.359]. Как показали последующие расчеты (см. ниже), температуры в верхней тектоносфере при любом из вариантов превышают солидус. В этом смысле не имеет значения и влияние бомбардировки поверхности Земли крупными метеоритами, тепловой эффект которой добавлялся к уже и так периодически расплавляющейся коре и верхним горизонтам мантии.

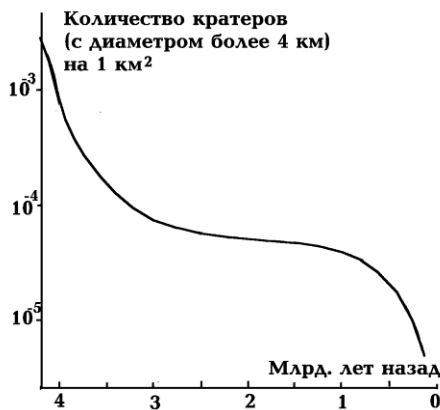


Рис. 5.4. Изменение интенсивности метеоритной бомбардировки поверхности в истории Земли по [116]. Данные для 3-4 млрд. лет назад – для Луны.

9. До стабилизации коры и понижения температуры поверхности значительная часть воды еще находилась в мантии, что сокращало температуру ее солидуса на $150\text{-}200^{\circ}\text{C}$ до глубины около 150 км. Момент перехода к «сухой» мантии необходимо учесть при расчетах для определения кровли астеносферы. «Одним из самых замечательных свидетельств, которые дают нам горные породы, является очевидное сходство процессов эрозии и осадконакопления на протяжении последних 3 млрд. лет» [20, с.62]. Т.е. к этому моменту мантия уже потеряла основную часть воды, на поверхности водный режим был похож на фанерозойский, возможно, это произошло раньше (см. выше). По геологическим данным для УЩ и других щитов [11,116 и др.] момент перехода к обычной седиментации можно и отодвинуть, ориентируясь на возраст наиболее древних осадочных пород – примерно в интервале 3,0-3,5 млрд. лет.

10. Сведения о количестве энергии, выделяющейся или поглощающейся при уплотнении или разуплотнении пород в связи с полиморфным преобразованием на подошве верхней мантии, позволяют оценить эффект при переходе оливина в минерал со структурой шпинели в $5 \cdot 10^7$ Дж/м³. Влияние такого источника на температуру вышележащей среды оказывается исчезающе малым на расстоянии в первые десятки км от фронта перехода, а на самом фронте не превышает первых десятков градусов. Поэтому влияние рассматриваемого явления на температуру тектоносферы практически не заметно. Оно едва ли превышает погрешность расчета, связанную с неточностью используемых значений тепловых свойств пород тектоносферы и другими перечисленными выше факторами.

Результаты моделирования. Стартовая тепловая модель (температура солидуса на всех глубинах в тектоносфере) соответствует условиям для начала геосинклинального (в указанном выше смысле) процесса. В перемещение вовлекается вещество в интервале глубин 200-500 км. После завершения цикла условия отвечают началу рифтового процесса, затем – еще одного, после которого условия вновь оказываются подходящими для

ГЛАВА 5

геосинклинали и т.д.. Последовательная цепочка активных процессов на территории всего щита приводит к истощению тепловых запасов мантии. Продолжение «территориально-всеохватывающей» активности становится невозможным примерно 2,4 млрд. лет назад. Более близкие к современности активные события считались происходящими в пределах сравнительно узких полос шириной около 100 км, за пределами которых на значительном расстоянии отсутствовал синхронный тепломассоперенос в мантии.

В случае нормальной теплогенерации в недрах УЩ для адвекционного выноса энергии из тектоносферы за период 4,2-0 млрд. лет понадобилось 70 актов тепломассопереноса, в случае пониженной ТГ (см. выше) – 27.

Конечно, проведенное моделирование не отражает единственный возможный вариант количества и последовательности активных процессов в тектоносфере щита. Были рассмотрены по несколько разновидностей схем процесса (для каждого уровня ТГ) с разными тепловыми свойствами среды и разным выбором характера процесса в моменты, когда тепловая модель не позволяла однозначно предпочесть геосинклинальный или рифтовый тип эндогенного режима, когда можно было начинать его или продлить время «тектонического покоя» для более полного «созревания» условий для последующего тепломассопереноса. Во всех случаях картина получалась принципиально той же. Ее трудно сравнивать с конкретными тектоно-магматическими событиями на щите в период, когда расчет проводился для активных процессов в отдельном его районе (т.е. моложе 2,4 млрд. лет). Для перехода к такому анализу необходимо в конкретной части УЩ «привязаться» к его истории, изученной по геологическим данным. Причем необходимы сведения не только о фактах активных событий, но и об охваченной ими территории и о синхронном развитии соседних блоков. Хотя в принципе сравнение возможно (см. ниже).

Не исключено, что для такого сравнения нужен и некоторый пересмотр модели. Дело в том, что для событий моложе 2,4 млрд. лет была использована та же схема перемещения вещества тектоносферы, которая использовалась для более древних. Между тем, анализ процессов фанерозоя [48] показал необходимость латерального переноса вещества в недрах геосинклиналей и рифтов. Для архейских и раннепротерозойских активизаций такая модель лишена смысла: активные процессы охватывают всю территорию УЩ. Но в последующее время (2,4-0,6 млрд. лет назад или в пределах части этого периода) возможен переход к «фанерозойскому варианту». Тогда до трети энергии, используемой активными событиями, будет поставляться из тектоносферы соседних блоков и возможно увеличение числа активизаций в рассматриваемом (и, одновременно, продление «тектонического покоя» в соседних).

Результаты моделирования представлены на рис. 5.5, 5.6 и в таблице 5.1 в виде эволюции астеносферы в регионе для двух вариантов теплогенерации. На горизонтальных шкалах рисунков - время появления модели данного вида. Естественно, для УЩ характерны данные рис. 5.5 (и табл. 5.1), отражающие развитие процессов при нормальной ТГ. В узкой полосе с пониженным тепловым потоком (рис. 3.6) на северо-западе щита условия соответствовали, вероятно, варианту развития событий, среднему между показанными на рис. 5.5 и 5.6. Полностью схема эволюции тектоносферы, показанная на рис. 5.6, может быть отнесена к Белорусскому массиву и, возможно, Припятскому валу.

Необходимо отметить, что изображенные на рис. 5.5 и 5.6 результаты моделирования представляют значительно сглаженную картину изменения глубин кровли и подошвы астеносферы. Они отражают ситуацию, сформировавшуюся через 10-40 млн. лет после момента тепломассопереноса. Непосредственно после него на завершающем этапе развития геосинклинали и начальном – рифта кровля слоя частичного плавления поднималась до подошвы коры, в центральной части коры также возникал слой частичного плавления

ГЛУБИННЫЕ ПРОЦЕССЫ В ТЕКТОНОСФЕРЕ

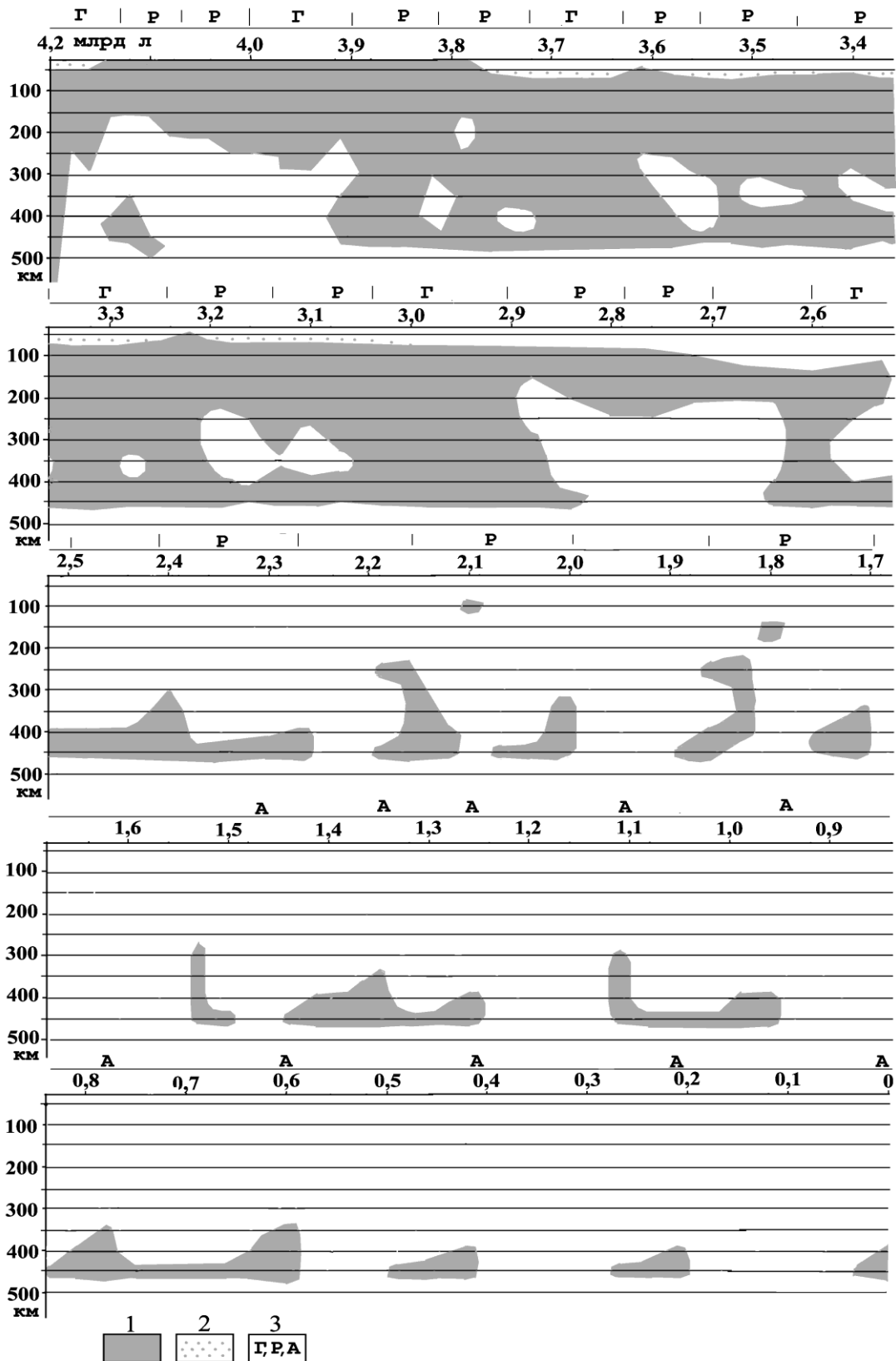


Рис. 5.5. Эволюция астеносферы УЩ при нормальной теплогенерации в коре и верхней мантии.

1 – астеносфера, 2 – верхняя часть астеносферы для «мокрой» мантии, 3 – типы эндогенного режима (Г – геосинклинальный, Р – рифтовый, А – одноактной активизации).

ГЛАВА 5

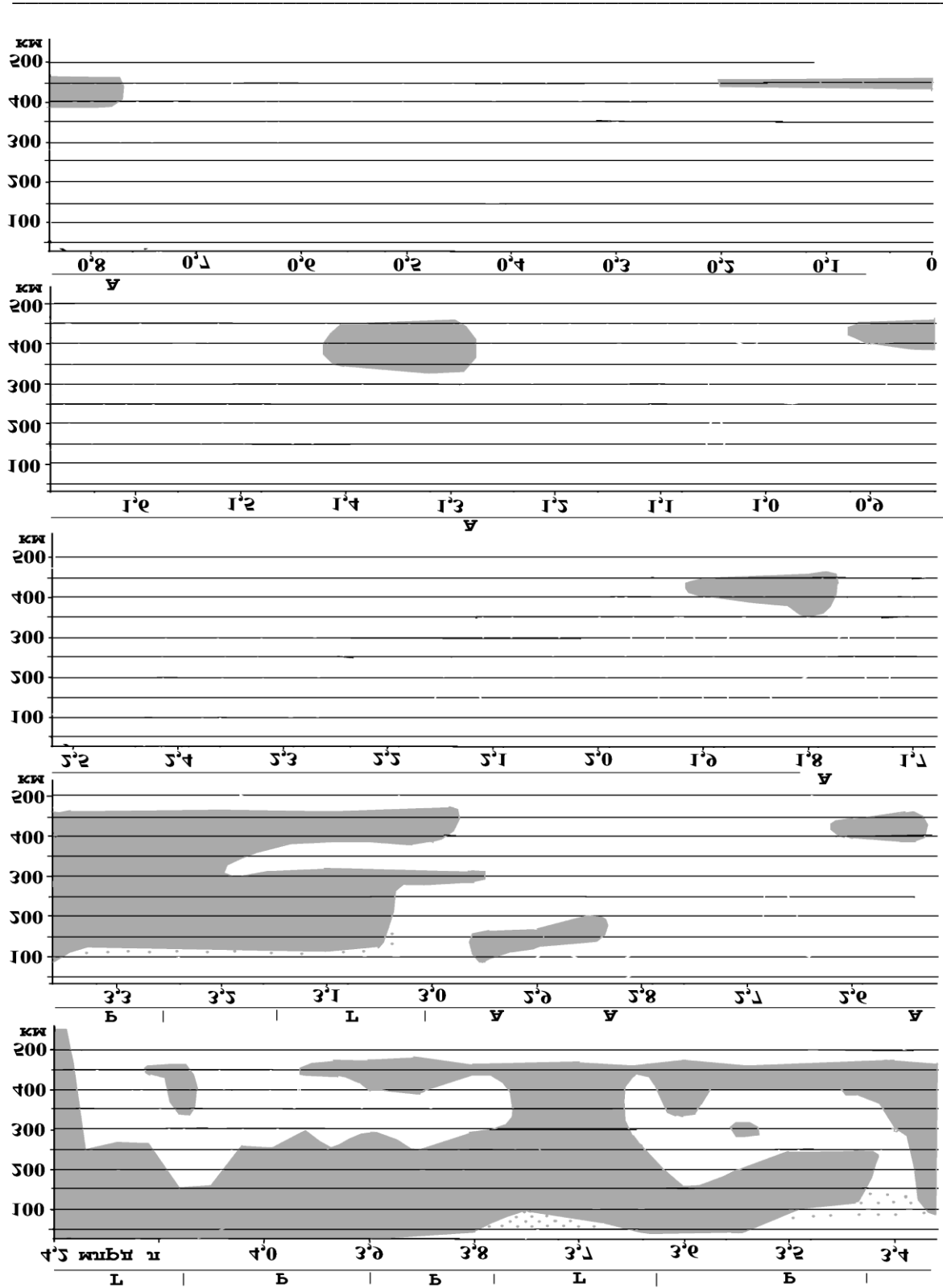


Рис. 5.6. Эволюция астеносферы Припятского вала и Белорусского массива при пониженной теплогенерации в коре и верхней мантии.
Усл. обозначения см. на рис. 5.5.

ГЛУБИННЫЕ ПРОЦЕССЫ В ТЕКТОНОСФЕРЕ

Таблица 5.1.

Н,км	Т (°С) для t (млрд. лет назад)										
	4,2	4,1	4,0	3,9	3,8	3,7	3,6	3,5	3,4	3,3	3,2
50	1200	1400	1210	1310	1260	1050	1220	1060	1170	960	1100
100	1370	1650	1620	1530	1560	1510	1610	1570	1570	1460	1620
150	1510	1550	1680	1620	1640	1770	1740	1810	1760	1780	1770
200	1650	1470	1710	1680	1630	1860	1740	1840	1800	1890	1720
250	1760	1640	1760	1750	1760	1880	1720	1810	1800	1890	1730
300	1850	1740	1820	1840	1880	1910	1860	1820	1810	1910	1790
350	1930	1770	1860	1930	1930	1950	1980	1890	1890	1950	1850
400	1980	1910	1890	1980	1990	2010	2060	2020	2020	2010	1990
450	2020	2060	1940	2050	2080	2100	2130	2100	2100	2070	2090
500	2310	2310	2160	2190	2200	2210	2210	2210	2210	2200	2200
Н,км	3,1	3	2,9	2,8	2,7	2,6	2,5	2,4	2,3	2,2	2,1
50	1030	890	960	960	900	800	910	790	800	820	1030
100	1520	1390	1450	1460	1350	1230	1300	1200	1190	1220	1380
150	1740	1730	1550	1730	1580	1520	1510	1440	1460	1470	1490
200	1780	1870	1660	1780	1660	1680	1620	1580	1610	1630	1590
250	1750	1890	1780	1760	1740	1770	1720	1740	1730	1760	1660
300	1800	1920	1890	1790	1820	1860	1820	1850	1800	1840	1720
350	1910	1950	1960	1820	1870	1930	1910	1930	1880	1920	1850
400	2010	2040	2020	1880	1950	2000	2010	2040	1970	1960	1890
450	2070	2070	2060	1960	2000	2050	2050	2070	2070	2020	1970
500	2190	2180	2150	2130	2120	2120	2120	2150	2150	2130	2130
Н,км	2,0	1,9	1,8	1,7	1,6	1,5	1,4	1,3	1,2	1,1	1,0
50	750	730	840	710	700	880	680	760	800	650	650
100	1180	1150	1330	1150	1130	1250	1100	1150	1200	1060	1070
150	1440	1430	1550	1430	1400	1400	1380	1370	1410	1360	1360
200	1600	1600	1620	1620	1600	1580	1570	1550	1550	1560	1560
250	1730	1750	1690	1740	1730	1720	1710	1680	1710	1730	1690
300	1820	1820	1740	1830	1820	1700	1800	1730	1810	1860	1800
350	1930	1900	1860	1940	1870	1780	1890	1700	1860	1930	1890
400	2000	1960	1930	2020	1930	1860	1980	1960	1850	2000	1990
450	2070	2020	1990	2060	1970	2020	2200	2070	1920	2040	2070
500	2150	2130	2120	2160	2100	2140	2160	2200	2140	2170	2200
Н, км	0,9	0,8	0,7	0,6	0,5	0,4	0,3	0,2	0,1	0	
50	750	610	660	570	650	840	590	520	570	510	
100	1160	1030	1070	980	1060	1180	1000	930	1000	920	
150	1370	1330	1340	1290	1320	1310	1300	1250	1280	1240	
200	1550	1540	1520	1510	1510	1500	1500	1480	1480	1470	
250	1700	1700	1660	1670	1680	1690	1670	1670	1640	1670	
300	1800	1820	1750	1810	1790	1800	1800	1830	1760	1830	
350	1820	1910	1840	1930	1850	1750	1860	1920	1830	1920	
400	1850	1980	1950	2020	1900	1690	1910	1990	1880	1980	
450	1980	2050	2060	2090	2000	1830	2000	2100	1990	2060	
500	2160	2170	2190	2190	2150	2140	2140	2160	2120	2150	

пород амфиболитовой фации метаморфизма. В некоторых случаях ограниченному плавлению подвергались и породы нижнего (основно-гранулитового) слоя коры. Подошва астеносферы также была значительно приподнята непосредственно после очередного акта тепломассопереноса по сравнению с представленной на рисунках. Следует сделать краткие замечания по поводу коровой части модели. Хотя она не является основной целью расчета, но тесно связана с мантийной частью и отражает детали процесса, поддающиеся контролю

ГЛАВА 5

геологическими данными. Возможность многократного (в рассматриваемой схеме происходящего при нормальной ТГ 30 раз) коро-мантийного обмена веществом обусловлена тем, что эколгитизируемые и погружающиеся в мантию основные породы коры заменяются близкими по составу выплавками из мантии. Таким образом создаются условия для повторения процесса.

Более подробный анализ событий в коре [29,48 и др.] показывает, что перегретое мантийное вещество не концентрируется здесь в виде единого слоя, а распределяется в интервале глубин 20-42 км с увеличивающейся вниз концентрацией. В среднем слое коры она составляет в среднем 25%, в нижнем – 50%. В такой модели (подобранной в соответствии с результатами интерпретации аномалий ТП зон молодой активизации Украины) плавление пород амфиболитовой фации метаморфизма ограничено следующими рамками. Оно возможно от глубины, где превышает температура их солидуса (600-650⁰С на 10 км и глубже, рост до 950⁰С к поверхности) до подошвы переходного слоя, еще содержащего в ограниченном количестве такие породы. На УЩ эта граница в настоящее время находится в среднем на 30 км [23]. Для типичного развития теплового процесса верхняя граница зоны частичного плавления в коре не поднимается выше 20 км. На меньших глубинах могут встречаться породы, представляющие собой результат вторжений магмы кислого и среднего состава из слоя на 20-30 км в верхние горизонты коры. Существуют сравнительно краткие периоды в пределах геосинклинального и рифтового циклов активности, когда температура солидуса (1050-1100⁰С) превышает в нижней (основно-гранулитовой) части коры. Этому явлению должен соответствовать магматизм иного (менее кислого, плагиогранитного и сиенитового) состава.

В архее (до появления сухой основной гранулитовой нижней коры) очаги плавления кислой составляющей могли быть распространены глубже 30 км.

Рассмотрим несколько подробнее основные результаты моделирования в мантии.

1. Расчет температур вначале был выполнен без учета аномальной температуры поверхности в период 3,8-4,2 млрд. лет назад и метеоритной бомбардировки. Тем не менее оказалось, что температуры солидуса превышены в пределах всей коры или значительной ее части. Если добавить влияния высокой Т поверхности и метеоритной бомбардировки, существование стабильной земной коры в этот период становится тем более сомнительным.

2. Кровля астеносферы в период от 3,8 до 3,5-3,0 млрд. лет назад была, вероятно, приподнята по сравнению с характерной для «сухой» мантии. Возможно, часто подплавлялась и нижняя часть коры.

3. В период 1,7-2,3 млрд. лет назад для нормальной ТГ и около 3 млрд. лет назад для пониженной в тектоносфере щита чередование геосинклинальных и рифтовых режимов сменяется режимами одноактных активизаций, по содержанию отвечающих первой стадии рифтогенеза. Отличие в том, что при рифтогенезе вещество вначале поступает из верхней части астеносферы [48], при активизации УЩ – скорее из нижней. Это время можно считать периодом перехода к платформенному развитию.

4. В течение периода 4,2-1,7 млрд. лет назад наблюдается определенная закономерность чередования типов эндогенного режима в тектоносфере УЩ. Она заключается в том, что за геосинклинальным циклом следуют два или (реже) три рифтовых. В рассмотренном варианте (рис. 5.5) оказались два случая (из шести проанализированных), когда после геосинклинального цикла прошло три рифтовых. Возможно, появлению такой особенности модели способствовал не совсем точный выбор момента появления коры щита современного облика – 3,8 млрд. лет назад и сложность выбора типа режима в конце периода.

Полученный результат говорит о существовании в глубоком докембрии (4,2-1,7 млрд.

ГЛУБИННЫЕ ПРОЦЕССЫ В ТЕКТОНОСФЕРЕ

лет назад) «больших циклов» протяженностью, в основном, в 0,2-0,4 млрд. лет, включающих по 9-12 единичных актов тепломассопереноса в тектоносфере. В фанерозе такие «большие циклы» отсутствуют. Вероятно, этим отличается «пермобильная стадия» развития тектоносферы от последующей.

5. Время, разделяющее акты тепломассопереноса в рамках геосинклинальных, рифтовых, а затем – активизационных процессов, значительно увеличивается в ходе геологической истории щита. На рис. 5.3 приведены соответствующие данные. Они представляют собой средние величины Δt в интервалах времени 4,2-4,0, 4,0-3,5, 3,5-3,0, 3,0-2,5, 2,5-2,0, 2,0-1,5, 1,5-1,0, 1,0-0,5 и 0,5-0 млрд. лет назад. Очевидно, что полученная зависимость неплохо согласуется с установленной по геологическим данным для Украинского щита.

Процессы в геосинклиналях и рифтах отвечают величинам Δt 20-90 млн. лет, т.е. принципиально не отличаются от характерных для фанерозоя [48 и др.]. Разница заключается в том, что в фанерозое циклы активности разделены значительными временными интервалами тектонического покоя, а в глубоком докембрии они следуют один за другим без перерывов или почти без перерывов. Перерывы появляются 2,4-1,7 млрд. л. назад. В платформенный период значения Δt растут до 100-250 млн. лет, что отмечается многими исследователями Украинского щита [86,105, 167 и др.].

6. Современная тепловая модель тектоносферы щита для случая нормальной ТГ (рис. 5.5) обнаруживает условия для очередного активного процесса. Такой результат не планировался заранее, он получен как следствие всей предшествующей тепловой истории. Конечно, готовность к активизации (которой предшествовала в модели киммерийская по возрасту активизация – рис. 5.5) получена именно для блока щита, в котором события развивались рассмотренным образом. В соседних блоках ситуация может быть иной.

7. При анализе магматизма щита в период 1,7 - 4,2 млрд. лет назад, когда происходит практически весь вынос мантийных выделок и флюидов в кору и на поверхность (см. также гл. 6), распределение магматических очагов у кровли очередного КТД или астеносферы оказывается неравномерным по глубине. Примерно 10% сосредоточено на глубине около 150 км, 35% - около 50 км и 55% - 100±25 км. Именно в последнем интервале глубин происходят, вероятно, максимальные изменения состава, вызванные выносом некогерентных элементов мантии и переработкой ее вещества флюидами.

8. Расчет тепловых моделей проведен до глубины 1000 км. Из его результатов следует, что, в отличие от временного появления в тектоносфере щита в протерозое и фанерозое только маломощной астеносферы, глубже зоны полиморфных преобразований она продолжает существовать в полном объеме. Общее остывание Земли через поверхность и охлаждающее влияние тепломассопереноса в верхней мантии ее затрагивает, но даже незначительная теплогенерация (рис. 5.1) практически компенсирует эти эффекты. Выявленный объект имеет глобальное распространение [29] и подтверждается геоэлектрическими данными [27,97,206] в том числе - и на УЩ.

9. В работах [29,48] считалось, что подошва тектоносферы меняет глубину от начальной (около 1000-1100 км в период существования «магматического океана») экспоненциально, достигая современного уровня лишь примерно 2 млрд. лет назад. Проведенные расчеты показали, что более вероятен вариант быстрого отделения астеносферы в верхней мантии от расположенной ниже под зоной полиморфных преобразований глобальной астеносферы. Таким образом, представляется более вероятным отдельное развитие этих геосфер.

Обсуждение результатов. 1. Вывод о невозможности существования стабильной коры 4,2-3,8 млрд. лет назад получен при моделировании с полной определенностью. Поэтому не

ГЛАВА 5

удивительно, что на щитах всех континентов до сих пор не обнаружены фрагменты коры возрастом более 3,8 млрд. лет. В заметном количестве они и не должны сейчас встречаться, хотя более древняя кора временами и появлялась. «Наблюдаемые геологические свидетельства на Земле имеют возраст не более 3,8 млрд. лет, хотя наличие зерен циркона с возрастом 4,1 млрд. лет указывает на существование более древних пород коры» [132, с.343]

2. Геологическими данными подтверждается расположение в коре основного интервала глубин образования кислой магмы. «... мигматизация ...прекращается при переходе к гранулитовой фации....зарождение гранитов в большинстве случаев приурочено к средней части коры (20-25 км)» [24, с.202, 246]. " Предполагается, что они (граниты - авт.) выплавлялись на глубинах 15-20 км" [168, с.224].

Однако многочисленные вторжения кислой и средней магмы, происходившие в докембрии, приводили к тому, что в периоды активизаций характерная для нее температура (600-650⁰С) распространялась местами гораздо ближе к поверхности, достигая глубины 10 км, выше которой температура солидуса быстро увеличивается. Такая модель оказалась необходимой, в частности, при изучении ситуации, сложившейся в последние миллионы лет в коре Закарпатского прогиба [48]. Подобные события отражаются в наличии "...горизонтальной метаморфической зональности" [168, с.250] у гранитных куполов УЩ. Фиксируются они и тем, что "... в метаморфических толщах температура нарастает быстрее, чем на выступах гранитного фундамента" [168, с.253]. Если учесть этот дополнительный (внутрикоровый) этаж адвекции, наличие которого практически не сказывается на температурах мантии, расчетные температуры в коре в период 3,5-1,0 млрд. лет назад для моментов после мантийных вторжений охватывают диапазон, показанный на рис. 5.7. С ним сопоставлены данные по РТ-условиям метаморфизма в коре Украинского щита [103,165,168 и др.], фиксирующие ситуации при максимальном прогреве коры. Они согласуются с расчетными.

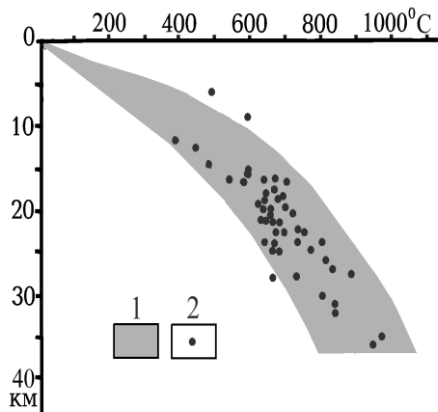


Рис. 5.7. Сравнение расчетных температур в коре в периоды активизаций 3,5-1,0 млрд. лет назад и данных об условиях метаморфизма пород коры УЩ по [7,103,165,168 и др.].

1 – диапазон расчетных температур, 2 – экспериментальные данные.

3. Описанный выше обмен веществом основного состава между корой и верхней мантией, необходимый для реализации адвективного выноса тепла, очень значителен. После стабилизации коры (3,8 – 0 млрд. лет назад) произошло 26 актов обмена, т.е. в кору и обратно переместилось количество вещества, эквивалентное слою мощностью 210-260 км (средняя плотность основных пород коры и эклогитов близка к средней плотности пород верхней мантии – 3,25 и 3,45 г/см³ соответственно). По данным [24,116] в формирование коры вовлечен слой мантии 255±45 км. Поскольку концентрация легкоплавкой «базальтовой составляющей» мантийного пиролита оценивается в 10-15%, можно допустить, что за указанное время она несколько раз побывала в составе коры. Различия в составе основных пород мантийного происхождения (щелочных и толеитовых базальтов) и эклогитов (или основных гранулитов, из которых формируются погружающиеся в мантию эклогиты) указывают на то, что и после стабилизации коры продолжается процесс ее обогащения Fe, Ti, Ca, Si (табл. 5.2). Продолжается и вынос радиогенных источников тепла в кору.

ГЛУБИННЫЕ ПРОЦЕССЫ В ТЕКТОНОСФЕРЕ

Таблица 5.2.

Окисел	Содержания (в %)			Окисел	Содержания (в %)		
	Базальт	Гранулит	Δ		Базальт	Гранулит	Δ
SiO ₂	49	48,5	0,5	MgO	8	10	-2
TiO ₂	2,5	1	1,5	CaO	10,5	9,5	1
Al ₂ O ₃	14	16,5	-2,5	Na ₂ O	2	2,5	-0,5
FeO+Fe ₂ O ₃	12	10	2	K ₂ O	1	1	0

Конечно, приведенные данные неточны, не учитывают изменения состава при переходе от основных гранулитов к эклогитам, вклад газовой-флюидной составляющей базальтового магматизма и пр.. Например, для эклогита из нижней части коры Центрального массива Франции [132] состав заметно отличается от принятого в табл. 5.2 (SiO₂ – 48, TiO₂ – 1, Al₂O₃ – 18, FeO+Fe₂O₃ – 7, MgO – 8, CaO – 11, Na₂O – 2, K₂O – 0,5%). А в мантии Памира представлены эклогиты составом: SiO₂ – 43,4, TiO₂ – 1,8, Al₂O₃ – 15,6, FeO+Fe₂O₃ – 13,5, MgO – 6,3, CaO – 11,8, Na₂O – 2,6, K₂O – 1,4% [52]. Т.е. можно наметить только общее направление изменений по основным компонентам состава.

Частично этот вывод подтверждается данными по УЩ (см. гл. 7). Показано, что от активизации к активизации в рамках одного из циклов развития Приазовского блока мантия обогащается MgO и Al₂O₃, обедняется SiO₂. С другой стороны, фиксируется обеднение мантии натрием, стабильное содержание кальция и железа.

4. Представляет интерес сопоставление двух вариантов эволюции тепловой модели щита: при нормальной и пониженной теплогенерации в тектоносфере. Примерно до 3 млрд. лет назад различия между моделями незначительны (рис. 5.5, 5.6). Это достигается за счет различного количества актов теплопереноса, каждый из которых охлаждает верхнюю мантию, – при нормальной ТГ их было 40, при пониженной – 21. Затем различие в моделях увеличивается: в период 3-0 млрд. лет назад астеносфера при нормальной ТГ существует (если сложить длительность отдельных периодов ее наличия в разрезе тектоносферы) около 2 млрд. лет, при пониженной – только около 0,5 млрд. лет.

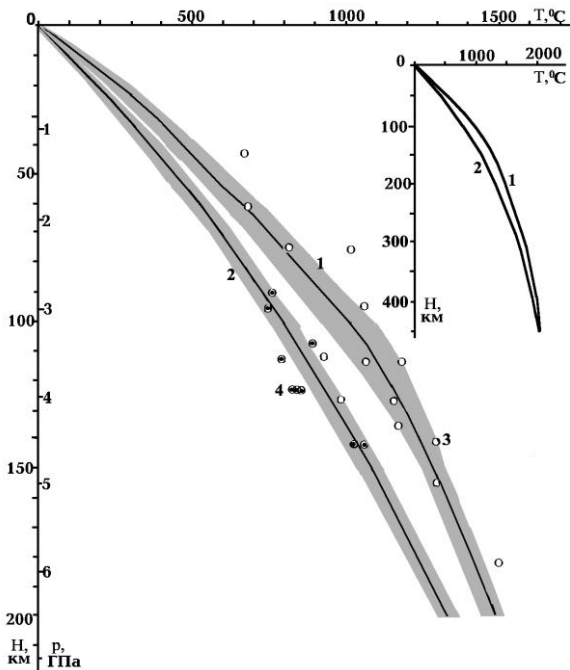


Рис. 5.8. Сравнение мантийных тепловых моделей для неактивных периодов рифея-фанерозоя щита и данных о температурах образования пород, ксенолиты которых вынесены кимберлитовыми магмами на УЩ и Припятском валу [111,153,154,156 и др.].

1,2 – расчетные температуры и диапазон их изменений (1 – при нормальной теплогенерации, 2 – при пониженной теплогенерации), 3,4 – экспериментальные данные (3 – для УЩ, 4 – для Припятского вала).

5. Вне периодов активизаций в рифея-фанерозое (последние 1-2 млрд. лет) температуры в верхней мантии стабилизируются, изменяясь на разных глубинах только на несколько десятков градусов (до $\pm 70^{\circ}\text{C}$ на глубинах 100-200 км при нормальной теплогенерации – рис. 5.8). В фанерозое различия еще меньше. Это подтверждает правильность использования единой тепловой модели, предшествующей активным процессам фанерозоя [29,48 и др.]. Однако, некоторые из элементов этой модели

нуждаются в корректировке по результатам проведенного анализа. Считалось, что различия между вариантами, отвечающими различной теплогенерации в породах тектоносферы, сохраняются до больших глубин (во всяком случае, на всю мощность тектоносферы) и что “холодная” модель отвечает условиям, при которых активизация невозможна. Приведенные на рис. 5.8 данные не соответствуют такому представлению. Оказывается, что принятый вариант тепловой эволюции верхней мантии позволяет и при пониженной ТГ получить на глубинах 300-450 км сравнительно высокие температуры в фанерозое, которые мало отличаются от варианта для нормальной теплогенерации. Таким образом находит объяснение, в частности, приуроченность многих зон кимберлитового магматизма к областям с аномально низким тепловым потоком [36].

6. Сопоставим полученные модели с известными данными геотермометров. Для сравнения с «холодной» моделью используем данные геотермометров по Припятскому валу, характеризующие, предположительно, распределение температуры в мантии девонского времени (около 0,4 млрд. лет назад) [153 и др.]. На рис. 5.8 очевидно, что расчетные значения температуры на глубинах до 150 км согласуются с полученными по минералогии ксенолитов в кимберлитах Припятского вала. Отклонения от средних значений в расчетной модели (отвечающих и девону и средним Т в последний 1 млрд. лет) составляют около 50⁰С, что незначительно превышает различия между данными геотермометров на одной глубине (40⁰С).

Для сравнения с нормальной моделью УЩ использованы сведения по ксенолитам, вынесенным кимберлитами (примерно 0,2-1,7 млрд. лет назад) в различных его частях вне полосы с низким тепловым потоком [111,154,156 и др.] – рис. 5.8. Очевидно согласование расчетных и экспериментальных данных. Среднее отклонение значений Т геотермометров от средней расчетной модели в интервале глубин 45-185 км составляет 80⁰С, что меньше различий между данными геотермометров на одной глубине (около 160⁰С).

Проведенное моделирование глубинных процессов и тепловой эволюции тектоносферы Украинского щита показало, что на достигнутом уровне изученности проблемы, несмотря на неточность информации о многих необходимых для расчета параметрах, вполне возможно получение довольно определенных результатов. Удалось показать, что при принятой схеме глубинных процессов и уровне радиогенной теплогенерации получаются тепловые модели, отвечающие многим геологическим данным для Украинского и других щитов [36 и др.].

1. Максимально возможный возраст земной коры – около 3,8 млрд. лет - согласуется с отсутствием образований большего возраста на щитах.

2. Полученные моделированием временные интервалы между соседними активными событиями резко изменяются в период 3,4 – 0 млрд. лет (когда возможно их сравнение с информацией по щиту) – от примерно 30-40 до 200-250 млн. лет, что согласуется с данными по УЩ.

3. Глубины очагов выплавления и дифференциации магмы в тектоносфере щита закономерно изменяются, образуя «большие циклы» протяженностью 0,2-0,4 млрд. лет, которые обнаружены и по геологическим данным на Украинском щите [141,142 и др.].

4. Коровая часть построенных тепловых моделей, отражающих активные периоды эволюции щита, согласуется с данными о температурах метаморфизма его пород на разных глубинах. Т.е. температуры метаморфизма отражают максимальные (или близкие к ним) Т, достигнутые коровыми породами в течение времени после их кристаллизации.

5. Мантийные тепловые модели для неактивных периодов рифея-фанерозоя щита согласуются с данными о температурах образования пород, ксенолиты которых вынесены кимберлитовыми магмами на УЩ и Припятском валу.

ГЛУБИННЫЕ ПРОЦЕССЫ В ТЕКТОНОСФЕРЕ

6. По крайней мере на части территории щита в настоящее время существуют условия для активизации. По геофизическим данным [23,29,43,47,48 и др., см. также гл. 8] этот процесс уже начался в последние несколько миллионов лет.

7. Глобальная астеносфера в интервале глубин около 700-1000 км, выделенная в результате проведенного моделирования, в последние годы находит все большее подтверждение в данных глубинной геоэлектрики, в том числе и на территории Украинского щита [97,203 и др.].

8. Несмотря на сделанные выше замечания о трудности сопоставления результатов моделирования с известными по геологическим данным активными процессами в недрах УЩ, его все же можно провести, выбрав для сравнения датированные события в Приазовском блоке. Размеры блока (примерно 250x100 км) соответствуют использованным на втором этапе вычислений, когда предполагалось, что активизации не охватывают весь щит. Кроме того, на Приазовском блоке получена максимальная концентрация датировок, намного превосходящая достигнутую в других частях щита. "В Приазовском районе многие магматические события, рассмотренные в других районах УЩ, повторяются" [168, с.20]. Соответствующие даты [168] (в млн. л) приведены в таблице 5.3 в сопоставлении с модельными возрастными актами теплопереноса в мантии и коре. В некоторых случаях приведены результаты осреднения близких (различающихся на 10-20 млн. л) датировок активных событий на Приазовском блоке.

Таблица 5.3.

Модель	Приазовье	Модель	Приазовье	Модель	Приазовье	Модель	Приазовье
3650	3650	3140	3140	2550	2550		1560
3620		3100	3100*	2500	2500*	1480	1500
3590	3600	3070	3070*	2400			1430
3560	3560	3040	3030	2350	2350	1350	1380*
3530		3010	3020	2280	2290*	1250	1200
3500	3500	2980	2990*	2240	2240	1100	1100
3470		2940	2920	2200	2170,2200*	950	900
3440		2900	2900	2150	2150	790	770
3410	3400	2860	2850	2120	2120	600	650
3370	3350	2820	2810	2060	2070		500
3330	3330	2780	2770	2000	1980,2000*	400	390
3300	3320	2740	2750	1850	1900		360
3270	3270	2700	2720	1800	1800		250
3230	3250	2650	2650	1750	1740*	200	180
3200	3190*	2600	2600*		1600	0	0
3170	3160						

(*) отмечены датировки активных событий на УЩ вне Приазовского блока.

"Избыточность" модельных дат в докембрии может быть связана с плохой сохранностью соответствующих пород блока или еще не достигнутой полнотой изучения их возраста. Некоторые "недостающие" датировки обнаруживаются на УЩ за пределами блока (табл. 5.3). При их учете (который естественен для >2,4 млрд. л и менее обоснован для <2,4 млрд. л) для 52 модельных дат отсутствует соответствие только в 5 случаях.

"Избыточность" трех экспериментальных дат в рифее может быть связана с краевым положением блока на щите. В литературе можно встретить упоминания о рифейских активных процессах на территории современной Скифской плиты [159 и др.].

В фанерозое "избыточность" трех экспериментальных дат уже довольно обоснованно можно связать с расположением Приазовского блока между Донбассом и Скифской плитой,

где активные процессы происходили от рифея до мезозоя по "сценарию", отличному от характерного для УЩ. Это признается изучавшими щит геологами. "Палеозойские дайки - результат отраженных активизаций - каледонской, герцинской, киммерийской. Их особенно много в краевых частях Приазовья и в зоне сочленения с Донбассом. Обычно они аналогичны дайкам Донбасса..." [168, с.330]

Перечисленные совпадения модельных и экспериментальных данных показывают, что, несмотря на очевидную необходимость дальнейших исследований УЩ (изучения ТП, хронологии и петрологии пород коры и верхней мантии), построенная модель имеет право на существование и отражает многие важные особенности геологии и геофизики Украинского щита.

5.2. Об эрозионном срезе УЩ

На Украинском щите обнажаются (или находятся под молодым осадочным чехлом незначительной мощности) породы различных фаций метаморфизма (преимущественно – амфиболитовой, реже – гранулитовой, эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой) архейского, ранне- и среднепротерозойского возраста. Породы рифея представлены ограниченно на окраинах щита: в Овручском грабене и Приднестровье. Дорифейские породы образовались при температурах и давлениях, отвечающих глубинам 7-37 км [3,7,87,102,144 и др.]. Создается впечатление, что эрозионный срез (ΔН) щита значителен и существенно изменяется от района к району в связи с различной амплитудой поднятий. Представляют интерес вопросы о причинах поднятия щита и эрозии, о природе изменений глубины эрозионного среза, о связи этого процесса с седиментацией в соседних впадинах. Собранная к настоящему времени информация позволяет получить некоторые, пусть пока предварительные, ответы.

Используемые данные. Определим примерные границы щита по появлению на его склонах позднедокембрийских-раннепалеозойских пород [3]. В этом случае площадь эродированной территории составит около 220 тыс. км². На ее окраинах распространены фанерозойские породы мощностью до нескольких сотен метров. Они, как и породы осадочного слоя за пределами УЩ, учитывались при подсчете объема накопившихся осадков. Изученность территории УЩ по параметру ΔН далеко не полная и неравномерная. Пункты, в которых специально определялась глубина эрозионного среза, располагаются примерно на трети его площади и часто характеризуют своеобразные породы, явно отличные по ΔН от окружающих (локальные определения глубины эрозионного среза) [7,87 и др.]. Для характеристики региона в целом необходимо использовать сведения о фациях регионального метаморфизма пород щита [103,168], преобразовав их в данные о давлении (глубине) образования пород.

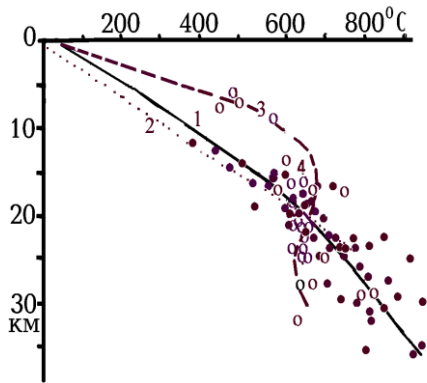


Рис. 5.9. PT-условия регионального метаморфизма в коре УЩ (1), средние современные расчетные T в коре Закарпатского прогиба (2) по [48], расчетное распределение температуры в зоне локального адвекционного теплопереноса в коре Закарпатского прогиба (3) и данные геотермометров в коре Приазовского массива (4) по [103,168].

Эта задача решалась таким образом. По всем имеющимся данным [7,87,103,168 и др.] построено распределение температур в коре УЩ по глубине (давлению), отвечающее условиям регионального метаморфизма (рис. 5.9). Отметим, что оно очень близко к

ГЛУБИННЫЕ ПРОЦЕССЫ В ТЕКТОНОСФЕРЕ

полученному среднему для Закарпатского прогиба – наиболее прогретой части альпийской геосинклинали, испытавшей наложенную современную активизацию. Затем по типичным значениям T для каждой фации и субфации [144] определен характерный для них интервал глубин. По данным рис. 5.9 очевидно, что только за счет разброса значений T глубины определяются с погрешностью ± 2 км. Среднее в интервале значение глубины приписано области распространения фации или субфации в соответствии с картой фаций метаморфизма УЩ [103].

Схема образования метаморфических пород щита предполагала два пути достижения ими современного облика. Интрузивные породы после кристаллизации приобретали минеральный состав, отвечающий глубине внедрения магмы и субсолидусной температуре. При последующем поднятии и охлаждении минералогия пород изменялась незначительно (исключение – изменения в приповерхностной зоне). При погружении и нагревании или охлаждении без изменения глубины степень изменений определялась скоростью метаморфических реакций в изменившихся P - T -условиях и временем. Осадочные и эффузивные породы приобретали метаморфический облик при погружении. В последнем случае иногда удается проследить весь путь от поверхности на глубину максимального погружения с последующим попаданием на уровень современного эрозионного среза (рис. 5.10), представить реальную скорость процесса и степень сохранности достигнутой на глубине минералогии [180]. Темп поднятия оказывается очень высоким: 8 км за 60-65 млн. лет. Судя по приведенным выше данным, за этот период могли произойти только два этапа активного теплопереноса. Если каждый из них длился около 10 млн. лет, темп поднятия сопоставим с наблюдаемым в зонах активизации Балтийского щита (но в рамках гораздо меньшего временного интервала) [19].

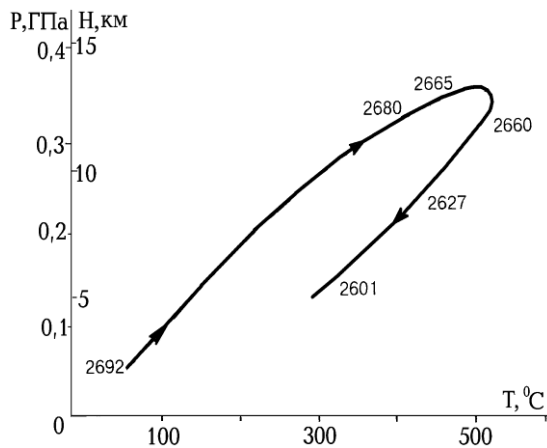


Рис. 5.10. Изменение во времени P - T -условий пород месторождения Виктори [180]. Цифры у кривой – возраст в млн. лет.

Построена карта глубин эрозионного среза щита (рис. 5.11), изолинии на которой проведены через 5 км, что примерно отвечает двойной погрешности определения ΔH (см. также ниже). Конечно, проведение изолиний не может дать полную картину распределения параметра, изменяющегося

от района к району часто скачком при пересечении разделяющего блоки разлома. В пределах Коростенского, Новоукраинского и Корсунь-Новомиргородского плутонов значения ΔH отвечают полученным во вмещающих породах.

Судя по карте, на значительной части территории щита распространены довольно выдержанные значения глубины эрозионного среза 17 ± 5 км. Остальная площадь занята полями больших и изменчивых значений (рис. 5.11).

Полученные величины ΔH также использованы при построении карты, где они представлены в виде средних в рамках трапеций $30'$ в.д. \times $20'$ с.ш. (примерно 37×37 км). Эта форма изображения (рис. 5.12) удобна для сравнения глубины эрозионного среза с другими данными на одинаковых территориях.

Для оценки погрешности расчетных ΔH они сопоставлены с локальными в 70 пунктах. При осреднении параметра в ячейках 37×37 км получаем среднее отличие ± 4 км, при ячейках 20×20 км – ± 3 км. Т.о. отличия формируются в том числе и осреднением в

ГЛАВА 5

ячейках, а не только ошибками определения ΔH при использовании примененной методики. При сравнении локальных ΔH с данными по массивам пород, в пределах которых они находятся, получаем разницу $\pm 2,5$ км. Эта величина, вероятно, близка к погрешности определения ΔH , но несколько превосходит ее, так как включает и ошибку

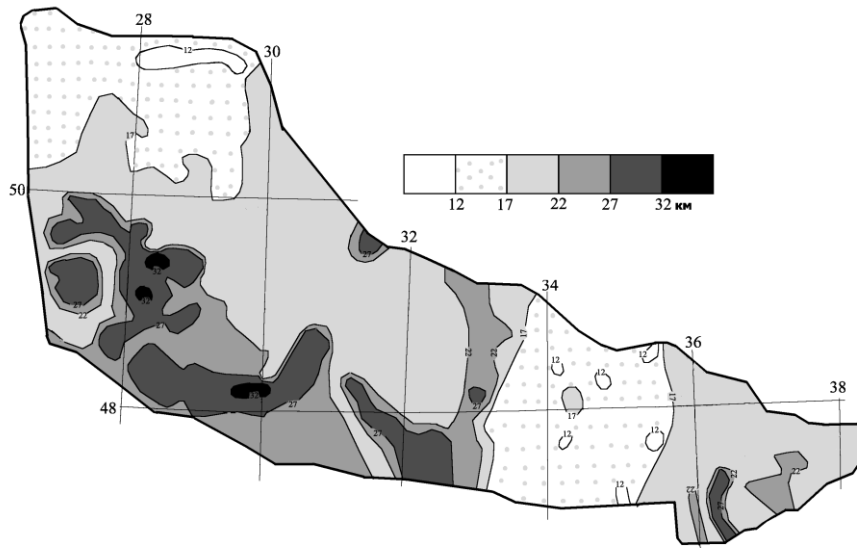


Рис. 5.11. Глубины эрозионного среза УЩ (в км) по данным о распространении фаций метаморфизма пород из [103 и др.].

локального значения. Формальная оценка погрешности по величине расхождения между результатами, полученными разными методами, составляет около 2 км, что совпадает с указанной выше величиной.

На рис. 5.12 представлены вместе со сведениями о ΔH в трапециях (ячейках) и другие данные. Из рассмотрения исключены интрузивные гранитоиды, очаги магм которых находились в нижней части коры [3] – около 7-8% общей площади региона. Гистограммы распределения глубины эрозионного среза на щите, построенные по средним величинам в ячейках 37x37 км и 20x20 км, принципиально не различаются за исключением понятия появления при меньшей площади осреднения большего количества минимальных и максимальных величин. Гистограммы фиксируют распределение, отличающееся от нормального, которое можно представить как результат смешения двух близких по объему массивов данных, каждый из которых характеризуется субнормальным распределением с модальным значением и стандартным отклонением 18 ± 3 км и $24 \pm 1,5$ км. Среднее для щита значение ΔH оценивается в 21 км, объем срезанного эрозией слоя – в 4,6 млн. км³. Но справедливость такой оценки зависит от природы появления двух указанных уровней эрозионного среза.

Эрозия и седиментация. Логично считать, что эрозия связана с относительным поднятием щита и за счет срезанных пород его земной коры сформировались породы осадочного чехла на прилегающих территориях, т.е. объем образовавшихся осадков должен соответствовать объему эродированного слоя. Поскольку в объеме осадков основную роль играют породы глубоких впадин, плотность которых в среднем мало отличается от плотности кристаллических образований, различия в плотностях можно на этом (предварительном) этапе анализа не учитывать.

ГЛУБИННЫЕ ПРОЦЕССЫ В ТЕКТОНОСФЕРЕ

Осадочный слой окружающих УЩ впадин формировался за счет сноса материала не только со щита. Для учета этого факта граница области сноса с УЩ проведена по Припятскому валу, середине Припятского прогиба, Днепровско-Донецкой впадины,

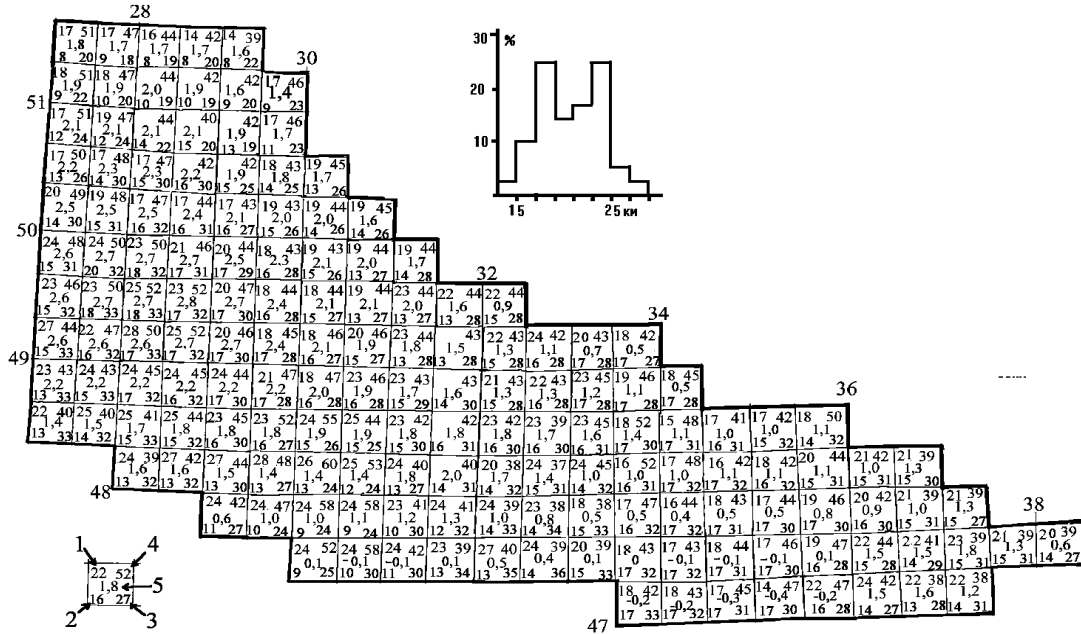


Рис. 5.12. Глубины эрозионного среза (1), подошвы «гранитного» (2), переходного (3) слоев коры, раздела М (4) (в км) и амплитуды неоген-четвертичных поднятий (в сотнях м по [3]) (5) Украинского щита. На врезке - гистограмма значений Δh

Донбасса, Ростовского выступа, Азовского и Черного морей, Добруджи, по западной границе части Паннонской депрессии, примыкающей к Восточным Карпатам, по стыку Восточных и Западных Карпат (рис. 5.13). Мощность осадочного слоя на этой территории оценена в основном по данным [3], где она представлена в виде изогипс глубин дорифейского фундамента, отсчитанных от уровня моря. Вычисленная мощность слоя учитывала высоту рельефа (и глубину Черного моря). Известные определения возраста пород рифея для рассматриваемой территории указывают на максимальные значения порядка 1 млрд. лет [3,83,101 и др.]. Переход к платформенному развитию УЩ произошел раньше (см. выше), поэтому оценка возраста может быть заниженной до 1,5-2 раз.

На определение мощности осадочного слоя могут воздействовать несколько факторов, влияние которых трудно точно оценить.

1. В глубоких бассейнах карта изоглубин строилась по сейсмическим данным. Не исключено, что скорости сейсмических волн в метаморфизованных породах рифея близки к обычным в верхней части консолидированной (дорифейской) коры [31]. Поэтому в некоторых районах, в коре которых температура не превышает нормальной, мощность дофанерозойской части слоя может быть несколько занижена, но обусловленная этим ошибка в расчетном объеме осадочного слоя не может превысить первых 0,1 млн. км³.

2. В работе [31] показано, что на значительных глубинах (более 10 км) первично-осадочные породы практически любого возраста при прогреве, отвечающем тепловому потоку около 70-80 мВт/м², приобретают значения скоростей продольных сейсмических волн, близкие к характерным для кристаллических пород. Реальность такого преобразования демонстрируют рифейские породы окраин щита и более древние первично-

ГЛАВА 5

осадочные породы, относимые к фундаменту. Собственно, по их параметрам и изучается в значительной мере величина эрозионного среза.

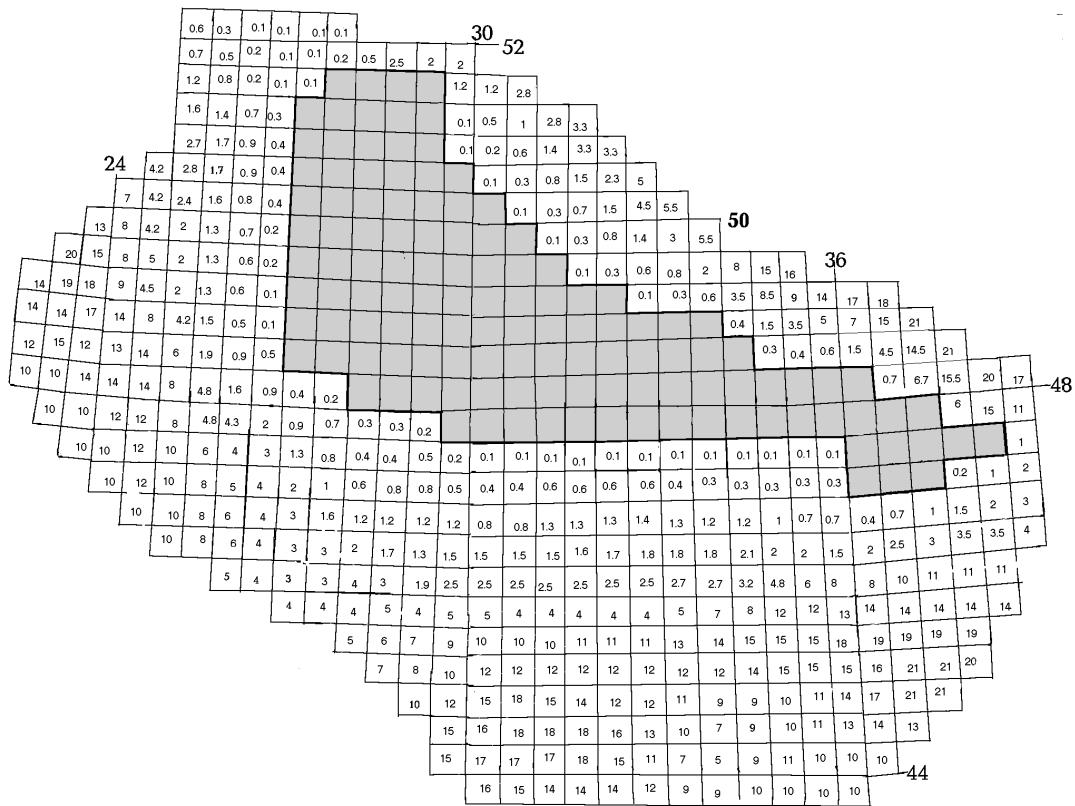


Рис. 5.13. Глубина (от уровня моря) подошвы осадочного слоя (в км), предположительно возникшего за счет сноса с УЩ.

Если при сейсмических исследованиях устанавливаются низкие значения скоростей, позволяющие отнести интервал глубин 10-20 км к осадочному слою, такое истолкование скоростного разреза не обязательно верно. Из рассматриваемых впадин только в мало прогретой Черноморской могут сохраниться осадочные образования, параметры которых значительно отличны от параметров кристаллических пород. В Днепровско-Донецкой впадине, Донбассе, Закарпатье и Складчатых Карпатах (где нужный уровень прогрева явно достигался в процессе их рифтовой или геосинклинальной эволюции) низкие скорости скорее указывают на значительный прогрев (до частичного плавления) или пропитку магматическими флюидами не обязательно первично-осадочных пород. Если в качестве мощности осадков для перечисленных регионов учитывать в половине случаев величины не более 10 км (рис. 5.13), получим сокращение объема на 0,3 млн. км³.

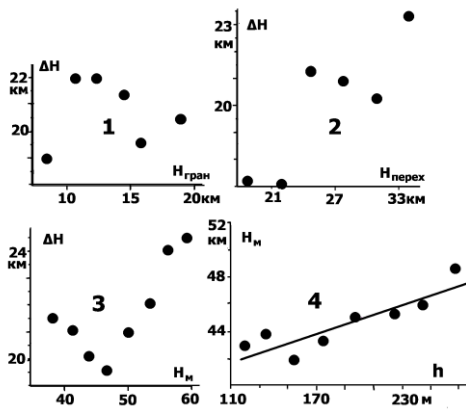
3. Осадочный слой в глубоких впадинах может включать толщи изверженных и эксгальционно-осадочных пород, происхождение которых связано с выносом вещества из мантии впадин, а не со сносом с поверхности щита. Их количество трудно оценить, но по данным для Днепровско-Донецкой впадины [48], оно может оказаться вполне заметным, но едва ли превысит 0,1 млн. км³.

ГЛУБИННЫЕ ПРОЦЕССЫ В ТЕКТОНОСФЕРЕ

4. Часть древних осадков Донбасса могла быть смыта при его молодом поднятии за пределы рассматриваемой территории. Однако объем срезанного слоя явно меньше 0,1 млн. км³.

Приведенные соображения указывают на возможную величину погрешности расчета, но не позволяют реально уточнить его результат. Суммарный объем снесенных со щита осадков (при вычислениях учитывался рост площади трапеций к югу) оценивается в 3,9 млн. км³. Отличие от объема срезанного слоя оказывается заметным.

Поднятия УЩ и изостазия. Представляется вероятным, что поднятие УЩ, обеспечивающее эрозию, как-то связано с перемещениями блоков коры под действие сил, направленных на формирование их изостатической уравниваемости. Причем уровень



выравнивания давлений может находиться не только на разделе М, но и на внутренних границах коры, где в периоды активизаций располагались слои частичного плавления [49]. Действительно, мощность коры и ее слоев на УЩ, как правило, больше, чем в прилегающих бассейнах. При справедливости высказанной гипотезы значения ΔН должны коррелировать с мощностью коры или с глубинами подошв «гранитного» и переходного слоев. Последние выделяются по значениям скорости продольных сейсмических волн 6,4 и 6,8 км/с соответственно (см. гл. 1). Для проверки гипотезы использованы данные о глубинах указанных разделов, вычисленные как средние величины в тех же трапециях, где установлены ΔН (рис. 5.12).

Рис. 5.14. Связь ΔН с глубинами подошвы «гранитного» (1), переходного (2) слоев коры, раздела М (3) и амплитудами неоген-четвертичных поднятий [3] (4) на Украинском щите.

На рис. 5.14 видно, что корреляция скорее не обнаруживается. Видимость некоторой связи между глубинами эрозионного среза и глубинами подошвы переходного слоя и раздела М неубедительна. Нельзя сказать, что такой вывод полностью обоснован. 67% использованных для сравнения глубин подошв «гранитного», переходного слоев и раздела М находятся в пределах ±2, ±3,5 и ±4км (рис. 5.12). Эти величины не превосходят двойной погрешности определения глубин, особенно, если учитывать, что большинство глубин определены не на профилях ГСЗ, а являются результатом интерполяции между профилями. По таким данным трудно точно установить наличие или отсутствие слабой связи между величинами ΔН и глубинами разделов в коре.

Некоторым подтверждением участия изостатических сил, возникающих на уровне раздела М, в поднятии и эрозии может служить различие между юго-западной частью щита и остальной его территорией. «она проявилась на поверхности в результате наклонного уровня эрозионного среза. Последний, в свою очередь, обусловлен тем, что юго-западная часть щита сравнительно приподнята» [103, с.90]. Средняя величина ΔН составляет здесь 25 км при средней глубине раздела М 47 км, в то время как на остальной территории – 18 и 43 км соответственно. С другой стороны, поля больших значений ΔН на южной окраине щита совпадают с тонкой корой (рис. 5.11, 5.12)

ГЛАВА 5

Впрочем, следует учесть, что современная мощность слоев и коры в целом отвечает достигнутому результату процесса, на промежуточных этапах она могла быть иной. Поэтому логичнее сравнить с мощностью коры не величину эрозионного среза, а амплитуды неоген-четвертичных поднятий (h) щита [3], фиксирующих процесс, в течение которого более вероятно сохранение современной мощности коры. Такой подход позволяет привлечь к рассмотрению и значительно больший массив фактических данных.

Соответствующая информация представлена на рис. 5.12. При изучении связи этих параметров необходимо учесть тот факт, что нижняя часть коры максимальной мощности (50-60 км) в некоторых районах УЩ представлена слоем коро-мантийной смеси [31]. Плотность пород этого слоя больше, чем обычная плотность нижнекоровых образований, поэтому влияние таких «корней» на изостатическое поднятие заметно меньше. Для учета указанного различия привлекаемые для сравнения величины глубины раздела М были в соответствующих районах эффективно уменьшены. Чтобы сократить влияние случайных помех для определенных амплитуд поднятий были вычислены средние значения глубины раздела М для всех трапеций с одними амплитудами. Как видно по данным рис. 5.14, некоторая связь параметров намечается (ранее она обнаружена на Балтийском щите [48], но для значительно меньшей длительности процесса). Возможно, корреляция была бы более выразительной при отсутствии значительного искажения величин h , обусловленного опусканием Черноморской впадины и передового прогиба Южных Карпат и южной части Восточных Карпат, более слабым, чем на УЩ, поднятием Днепровско-Донецкой впадины. Амплитуды поднятий в южном секторе щита (рис. 5.12) явно сокращены под влиянием этих процессов, соответственно, значения глубин раздела М для амплитуд поднятий менее 100-120 м не рассматривались.

Следует отметить, что представленные на рис. 5.14 средние значения глубины раздела М в трапециях изменяются в довольно узких пределах – 42-49 км, что заметно понижает достоверность установленной связи параметров.

Количественная оценка влияния вариаций мощности коры на амплитуды неоген-четвертичных поднятий лишена смысла и по другим причинам. Не обязательно вся территория щита находится в состоянии современной активизации [48], маловероятно, что именно в процессе этой активизации возникли все изменения мощности коры, неоген-четвертичные движения едва ли были однонаправленными в течение всего периода поднятий. Судя по некоторым данным, скорее можно предположить изменения их знака и существенные вариации величины скорости во времени [114 и др.].

Существенным возражением против обусловленности всей величины эрозионного среза только изостатическим поднятием может служить следующее. Перепад плотностей между нижнекоровыми и мантийными породами не превышает первых десятых долей $г/см^3$. Плотность пород поверхности щита – 2,6-2,7 $г/см^3$. Поэтому «корни» коры, обеспечивающие подъем на 20 км, должны достигать нереально большой величины. Конечно, увеличение мощности коры за счет поступления магмы из мантии может происходить постепенно в течение последних 1-1,5 млрд. лет. Но такой процесс неизбежно проявился бы в появлении значительного количества рифей-фанерозойских магматитов в приповерхностной зоне.

Поднятия УЩ и активизации. Основную причину поднятий и эрозии поверхности щита нужно скорее искать в различиях эндогенного режима региона и его окрестностей. За последние 1-2 млрд. лет вокруг него периодически возникали рифтовые и геосинклинальные трюги, способные поглощать смыываемые со щита продукты его эрозии. На УЩ происходили менее интенсивные активизации в альпийское, киммерийское, герцинское время [163,164,168 и др.]. Следы более ранних событий, вероятно,

ГЛУБИННЫЕ ПРОЦЕССЫ В ТЕКТОНОСФЕРЕ

нивелированы или еще не обнаружены. Характер этих активизаций (судя по сохранившимся последствиям) принципиально не отличался от характера современной. Она выражается, в частности, в поднятии примерно половины территории УЩ на 50-100 м за последние 3 млн. лет. Такого темпа поднятий (вместе с поднятиями Крыма) оказывается достаточно для обеспечения наиболее высокого из известных темпов седиментации в окружающих бассейнах – осадконакопления в Черноморской впадине в последние миллионы лет. Хотя очевидно, что опускание наиболее глубокой части впадины некомпенсированное, темп седиментации достигает 400-500 м/млн. лет в последние 5 млн. лет. За этот период за счет размыва щита и переотложения пород Крыма сформировалось около 0,3 млн. км³ осадков.

Если подобные движения в периоды активизаций происходили в течение 5-10 % рассматриваемого временного интервала, они вполне могли обеспечить снос со щита нужного количества материала.

Причины поднятий при активизации (исключая связанные с событиями за пределами щита, например, воздымания на периферии рифтового трога) – в перегреве верхних горизонтов мантии и коры за счет подъема глубинного вещества. Опустившееся на его место холодное вещество сокращается в объеме по сравнению с имевшимся на этой глубине. Но различия в коэффициенте теплового расширения (который значительно сокращается с глубиной) приводят к преобладанию эффекта расширения. В результате возможен подъем поверхности в течение одного эпизода активизации от несколько сотен метров до километра. Для достижения искомого результата (выведения в зону размыва слоя мощностью около 20 км) необходимы несколько десятков активизаций. Это представляется вполне вероятным, так как анализ условий протекания активных процессов в тектоносфере указывает на возможность сокращения временных интервалов между ними в докембрии по сравнению с фанерозоем. При охлаждении коры и мантии после завершения активизации не происходит обратного опускания, так как соответствующий поднятию слой пород уже удален эрозией. Параллельно происходит и обратное преобразование вещества в зоне полиморфных переходов у подошвы верхней мантии.

Необходимо отметить, что поднятие поверхности – не обязательный атрибут процесса активизации на всей охваченной ею территории. Сопровождающие его преобразования коры могут привести к опусканию, превышающему поднятия, связанные с перегревом. Такой результат современной активизации обнаруживается на части Балтийского щита (хотя поднятия территориально преобладают) [19], локальные впадины возникали на Украинском щите во время альпийской активизации. Но природа опусканий (сокращение мощности коры, базификация и эклогитизация ее пород) указывает на ограниченность суммарных амплитуд таких процессов. Более того, сокращение мощности коры и эклогитизация могут при последующей активизации смениться утолщением коры и дезэклогитизацией.

Причины изменчивости ΔH . Удовлетворительное качественное объяснение общего уровня эрозионного среза щита не снимает вопроса о причинах существенных различий в наблюдаемых величинах ΔH . Иногда глубина эрозионного среза изменяется на 10-15 км на расстояниях в несколько километров [87]. В рассмотренном механизме не видно оснований для возникновения таких резких перепадов. Поперечные размеры квантов тектонического действия, характеризующие масштабы тепломассопереноса при активизации [48] (т.е. зон сравнительно однородных предполагаемых поднятий), намного больше размеров блоков пород гранулитовой фации метаморфизма, отвечающих максимальным значениям ΔH на щите. А изученные на щите активизации характеризуются поднятиями под кору и в кору нескольких территориально близких квантов тектонического действия.

ГЛАВА 5

Геологические данные указывают на связь появления на современной поверхности блоков пород большей глубинности с процессами, отличными от развитых на больших территориях и сопровождаемых регионально развитым метаморфизмом при близких давлениях и температурах. «Есть основания полагать, что появление на уровне современного эрозионного среза пород явно более высоких фаций ... обусловлено диапировым механизмом... породы были, очевидно, захвачены и вынесены интрузией» [103, с.89-90]. Однако четких следов именно интрузивного механизма, т.е. нахождения наиболее крупных из рассматриваемых блоков внутри интрузий, значительно превосходящих их по размерам, не обнаружено (рис. 5.15).

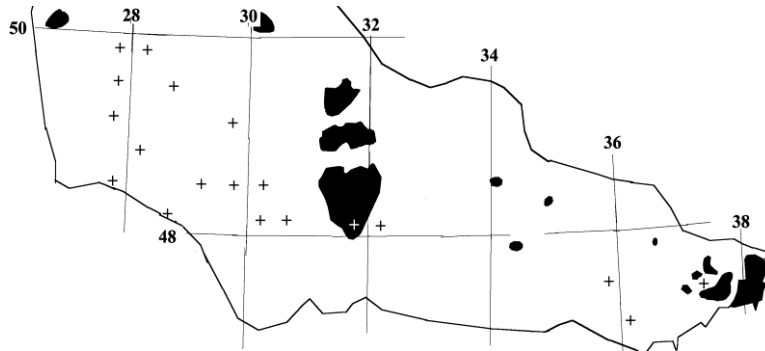


Рис. 5.15. Расположение локальных блоков с глубиной эрозионного среза ≥ 24 км (крестики) и гранитоидных интрузий с нижнекоровыми источниками магмы [3] (залитые контуры).

Хотя и не вызывают сомнений несколько случаев таких событий в отношении сравнительно мелких блоков пород. «... породы самой глубинной фации ... вынесены интрузиями чарнокитов букинского комплекса и, вероятно, породами коростенского комплекса» [103, с.277]. Последнее может касаться Ушомирского миниблока. «В Приазовье породы гранулитовой фации развиты исключительно в виде реликтов-скиалитов в полосе мигматитов амфиболитовой фации» [103, с.275].

Более вероятным представляется появление резко поднятых блоков на завершающей стадии геосинклинального (скорее – протогеосинклинального, поскольку речь идет о породах архейского и раннепротерозойского возраста) процесса. Близкие по характеру события возможны и при рифтовом эндогенном режиме, но здесь они приурочены к начальной или средней стадиям процесса [48].

Имеются хорошо изученные примеры подобных событий в фанерозое. На границах двух альпийских геосинклинальных зон такие блоки выведены на современную поверхность, в частности, в Карпатах (часть Раховского массива) с глубины около 30 км [50] и в Альпах (массив Высокий Тауэрн) с глубины около 20 км [171]. Отмечен подобный процесс в Пиренеях [211].

Распределение напряжений, обусловившее «выжимание» этих сравнительно небольших блоков вверх, связано с изменениями температуры и плотности пород в контактирующих коро-мантийных блоках гораздо большего размера, объясняемыми с позиций адвекционно-полиморфной гипотезы глубинного процесса в геосинклинали. Эти явления характерны для ситуации наложения современной активизации на часть геосинклинального региона, недавно завершившего основной (собственно геосинклинальный) этап развития [48]. Они сопровождаются существенным перераспределением вещества тектоносферы, приводящим, в частности, к изменению мощности коры разного знака и появлению глубинного разлома на границе блоков. В Восточных Карпатах Раховский массив располагается на контакте геосинклинальных зон Закарпатья и Складчатых Карпат с заметно различной историей развития [48], современной мощностью коры, у глубинного разлома. То же можно сказать о массиве Высокого Тауэрна у границы Северной и Южной геосинклинальных зон Альп. Близкое по

ГЛУБИННЫЕ ПРОЦЕССЫ В ТЕКТОНОСФЕРЕ

смыслу объяснение появления на поверхности блоков гранулитов приводят и авторы работ [131,211].

Представление о диапировом (но не обязательно интрузивном) механизме подъема гранулитовых блоков внутри коры, которое приводит к попаданию на уровень современного эрозионного среза пород с разной глубиной образования, рассматривается в работе [112]. На Украинском щите зафиксирован подъем блока пород Орехово-Павлоградской зоны, включающего Новопавловскую ассоциацию, приведший к изменению глубины (РТ-условий метаморфизма) примерно на 5-8 км [168]. Это событие приурочено к существенному изменению мощности коры. Условия метаморфизма пород Днестровско-Бугской серии изменились от отвечающих глубинам 28-31 км до отвечающих глубине 18 км [168], т.е. достигли уровня окружающих образований.

Блоки с аномально высокими значениями ΔH (на части западного фрагмента щита, в так называемой «гранулитовой дуге» [103], объединяющей основную часть больших величин ΔH УЩ) приурочены к резкой смене глубины раздела М, как и блоки в Карпатах, Альпах и Пиренеях. Они располагаются у Хмельницкого (Верхнебугского) и Ободновского (Прибугского) региональных мантийных разломов. Впрочем, подобные разломы пересекают щит и во многих районах, где отсутствуют значительные величины глубин эрозионного среза. Приуроченность больших ΔH к местам резкого изменения глубины раздела М не наблюдается или менее отчетливо проявлена вне юго-западной части щита. Конечно, возникшие в ходе древних процессов перепады глубины раздела М не обязательно должны сохраниться до настоящего времени. Поэтому можно предположить, что породы разных степеней метаморфизма (разной глубинности), не поднятые перемещениями магмы, оказались на одном уровне во время протогeosинклинальных или рифтовых процессов в архее или раннем-среднем протерозое до начала рассматриваемого периода геологической истории Украинского щита, характеризующегося поверхностной эрозией.

Эти соображения позволяют исключить из набора данных ΔH наиболее значительные величины. Их ограничение по минимуму можно получить, исходя из следующих соображений.

Анализ процессов в максимально прогретой коре геосинклинального региона, активизированного вскоре после завершения основных событий цикла, приводит к выводу о формировании в ней двух типов (этажей) внутрикоровых адвективных ячеек различного масштаба [48] (см. также гл. 3). Нижние (региональные) связаны с переносом вещества в интервале глубин от раздела М и верхних горизонтов мантии к центру коры, где возникает слой частичного плавления пород амфиболитовой фации метаморфизма на глубинах от 20 до 25-30 км. Верхние (локальные) транспортируют частично расплавленное вещество средней коры вверх, создают отдельные вторжения в горизонты коры на глубинах 5-15 км.

Такому развитию событий отвечают своеобразные тепловые модели «конвективного характера» с резко повышенными температурами в верхних горизонтах коры и незначительным геотермическим градиентом ниже (до глубин источника вещества). Подобные модели, подтвержденные комплексом геолого-геофизических данных, построены для частей Закарпатского прогиба с максимальным современным тепловым потоком. Аналогичное распределение температур фиксируют и геотермометры в некоторых районах щита [87 и др.]. В качестве примера можно привести данные по породам Приазовского массива (рис. 5.9). Логично считать границу описанных этажей (на глубине примерно 20-25 км) подошвой слоя коры, в который вторгаются описанные выше глубинные блоки.

ГЛАВА 5

В альпийских геосинклиналях выдавленные вверх глубинные блоки занимают небольшую часть территории регионов. На Украинском щите соответствующие им значения ΔH составляют треть массива данных. Это может быть связано с многократной переработкой его коры геосинклинальными и последующими процессами за 2,5 млрд. лет известной дорифейской истории региона. Предположение о гипербазитах гранулитовой зоны как о выдавленных вверх приразломных пластинах высказано в работах [131,211]. Не исключено, что так же выведены на современный срез ассоциирующие с ними породы бугской серии - кальцифиры, гнейсы, кварциты. Формирование поднятых внутри коры гранулитовых блоков как аллохтонных пластин рассмотрено для УЩ и других районов Восточно-Европейской платформы в работе [1].

Впечатление широкого распространения пород гранулитовой фации метаморфизма (и, соответственно, большого эрозионного среза) среди образований Подольского блока и Голованевской зоны УЩ может быть отчасти связано и просто с особенностями картирования этих пород, приведшими к распространению значительных величин ΔH на территории между небольшими собственно гранулитовыми массивами. На такую мысль наводит сравнение рис. 5.11 и 5.16: площадь территории с ΔH более 22 км в 3 раза больше площади гранулитов Днестровско-Бугской серии.

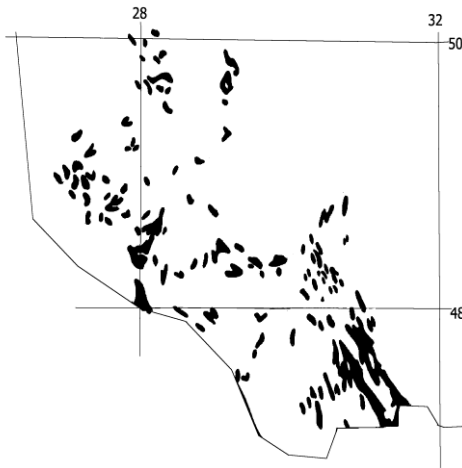


Рис. 5.16. Распространение гранулитов Днестровско-Бугской серии на юго-западе УЩ [165].

Обсуждение результатов. Исключив из рассмотрения глубины эрозионного среза, образующие массив больших значений ΔH , получим распределение параметра (рис. 5.12), близкое к нормальному, с модальным значением 18 км и стандартным отклонением 3 км.

Ориентировка и расположение зон активизации УЩ, скорее всего, неоднократно изменялась в течение рифея-фанерозоя. Такой вывод напрашивается при сравнении зон современной и киммерийской активизаций [48, 163 и др.] и даже зон, относящихся к различным этапам неоген-четвертичного поднятия. Это должно было привести к усреднению глубины эрозионного среза в регионе. Действительно, после проведенной обработки (исключения максимальных значений) в массиве данных ΔH не

осталось величин, отличающихся от средней более чем на тройное стандартное отклонение, т.е. фиксируемый разброс глубин эрозионного среза может быть в значительной мере связан с погрешностью определения ΔH .

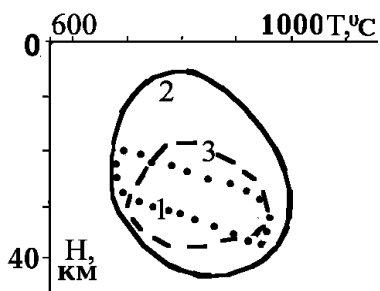


Рис. 5.17. PT- условия образования пород гранулитовой фации метаморфизма

1,2,3 – границы полей образования гранулитов (1 - по данным для УЩ (рис. 5.9), 2 - по [191], 3 - по [1])

Объем смытого слоя составит в таком случае 3,9-4,0 млн. км³. Эта величина согласуется с объемом осадков в окружающих впадинах.

Конечно, не исключено, что рассмотренная причина появления на поверхности гранулитовых блоков на юго-западе щита – не единственная. Упомянутое выше утолщение коры, характерное для этой части региона, могло играть заметную роль в поднятии. Если

ГЛУБИННЫЕ ПРОЦЕССЫ В ТЕКТОНОСФЕРЕ

«корни» коры существовали в течение значительного временного интервала, то при каждой активизации они могли приводить к увеличению здесь амплитуды поднятий. При этом необходимо допустить, что различия в мощности коры оказывали изостатическое влияние на подъем блоков только в периоды активизации, когда под корой находилась частично расплавленная астеносфера. Проверка этого предположения возможна после решения вопроса о границах зон современной активизации УЩ. Действительно, области максимальных неоген-четвертичных поднятий щита с амплитудами 250-270м соответствует кора повышенной мощности (в среднем 48 км).

Но другие признаки активизации, в том числе и амплитуды поднятий за последние 3-5 млн. лет, здесь менее определены. В районе необходимы, прежде всего, изучение глубинного теплового потока и глубинные геоэлектрические исследования.

В случае справедливости высказанной гипотезы расчетный объем эродированного слоя щита несколько увеличится и составит около 4,1 млн. км³, что заметно не отличается от объема осадков в окружающих щит впадинах.

Отметим, что появление на современной поверхности пород гранулитовой фации метаморфизма по имеющимся в литературе данным не обязательно связано с поступлением их с больших глубин. РТ- условия их образования на рис. 5.9 определенно отвечают таким глубинам. Но в других регионах обнаруживаются и менее и более глубинные гранулиты (рис. 5.17).

Отличия глубин образования пород гранулитовой фации от использованных при построении карты (рис. 5.11) могут быть очень значительными – до 15-20 км, в то время как по данным для УЩ они не превышают 5 км.

Проведенный анализ глубин эрозионного среза Украинского щита и других привлеченных данных позволил сформулировать несколько положений, характеризующих этот процесс, которые представляются наиболее вероятными на достигнутом уровне изучения проблемы.

1. Средняя глубина эрозионного среза УЩ составляет 18 ± 3 км.

2. Объем слоя, срезанного эрозией за последние 1-2 млрд. лет, – около 4,0 млн. км³ – согласуется с объемом рифей-фанерозойской осадочной толщи в окружающих впадинах.

3. Причина поднятия и размыва территории щита – в периодических активизациях, которые в течение последних 1-2 млрд. лет геологической истории региона характеризовали его эндогенный режим. Заметное влияние на амплитуды поднятий щита могли оказывать вариации мощности его коры.

4. Суммарный эффект активизаций должен приводить к сокращению мощности коры. Поэтому не исключено, что древняя (дорифейская) земная кора Украинского щита была мощнее современной на величину эрозионного среза и достигала в среднем около 60 км. Судя по оставшимся в составе УЩ блокам с мощной корой, в нижней части древней коры мог быть распространен слой коро-мантийной смеси и контраст между корой и мантией по составу пород был меньше современного.

Глава 6. Состав пород УЩ и процессы их образования

Украинский щит характеризуется уникальной геологической изученностью. Здесь проведено обобщение исследований отдельных блоков [11] и территории всего щита [168]. Наличие абсолютного возраста для многих магматических пород сделало возможным выделение важнейших металлогенических эпох [166,167]. Основы структурно-формационного анализа развития Приднепровского блока (ПБ) разработаны в [11,137], а первое разделение пород Черниговского карбонатитового комплекса (ЧКК) по глубине дифференциации в мантии в [28]. Систематизация огромного массива данных петрологических и геохимических исследований, проведенная в этих работах, во многих случаях однозначно указывает на характер дифференциации расплавов. Однако петрологи, как правило, не располагают сведениями о РТ-условиях мантии, а при геофизических исследованиях обычно мало внимания уделяется объяснению фактов геологического строения и развития.

Ниже рассмотрено определение температуры и давления, состава и активности компонентов в астеносфере при образовании каждого типа пород региона (восточной части щита), а также восстановление глубинных процессов в земной коре и верхней мантии по известным геологическим данным. Получаемые результаты представляются неоднозначными, как и любые решения обратных задач. На данном этапе исследования можно говорить о поиске аналогий поведения системы астеносфера - поверхность и физико-химических систем, свойства и поведение которых изучены в стандартных условиях.

Используются: 1) сведения о геологическом строении (стратиграфический разрез района, структуры и региона в целом), 2) данные о магматических, а также эксгальционных и осадочных породах (петрографическое описание, петрохимический и минералогический состав пород, геохимия, абсолютный и относительный возраст), 3) сведения о палеогеотермическом градиенте, степени метаморфических и метасоматических преобразований.

На основе этих данных выделяются сопряженные (синхронные) процессы, периоды активизации делятся на этапы, для каждого из которых по составу пород на поверхности восстанавливаются процессы в астеносферном слое. Устанавливаются РТ-условия образования пород каждого этапа, которые сравниваются с результатом плавления мантийных пород (по [70]). Отклонение от результата плавления лерцолита указывает на специфику флюида, взаимодействующего с расплавом. В первом приближении устанавливается последовательность физико-химических взаимодействий (химических реакций, разделения на фазы разного состава) на кровле астеносферы.

Сопоставление результатов для разных регионов позволяет установить различие в составе расплавов, указывающее на латеральную неоднородность мантии и флюидного режима, а сопоставление данных для последовательных активизаций одного региона - выявить эволюцию состава расплава и флюида во времени.

В разделе 6.1 главы рассмотрены: плавление; источник флюидов и их влияние на формирование расплава в астеносфере; перемещение флюидов-расплавов в поле градиента давления; дифференциация расплава на кровле астеносферного слоя с учетом давления и температуры. Анализ основан на обобщении методических приемов, использованных в работах [48,139-142] и в последующих разделах гл. 6 (где анализируются данные по конкретным объектам исследования), а также на литературных данных о результатах экспериментов по плавлению мантийных и магматических пород [70, 212 и др.].

6.1. Условия образования и перемещения расплавов в верхней мантии

Экспериментальные исследования А.Е. Рингвуда, Д.Х. Грина [189] доказали, что «Глубина сегрегации магмы является решающей при определении ее природы» [117, с.143].

Влияние давления и температуры на состав расплава, образующегося при плавлении лерцолита в РТ-условиях верхней мантии обобщено в [70, 91, 117 и др.], исследовано в [200, 212]. Во всех случаях наблюдается ряд закономерностей.

В сухих условиях с ростом Р и Т (рис. 6.1) содержание MgO в расплаве увеличивается, а Al₂O₃ - уменьшается. В [212] указано, что содержание магния увеличивается с ростом степени плавления при зафиксированном давлении (в диапазоне 3-7 ГПа). Содержание FeO, CaO и щелочей максимально при низкой степени плавления и убывает при ее повышении. Содержания SiO₂, Al₂O₃ максимальны при 25-45 % плавления.

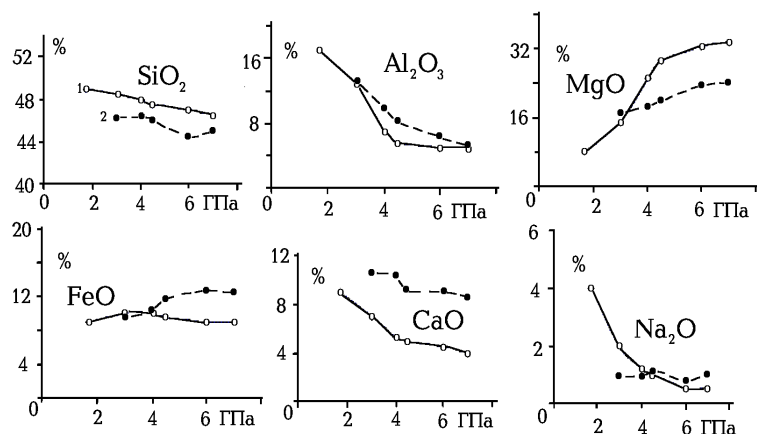


Рис. 6.1. Влияние давления на химический состав расплавов, образующихся при плавлении лерцолита вблизи солидуса в экспериментах, обобщенных в [70] (1) и проведенных в [212] (2).

Наблюдается несовпадение результатов плавления в опытах, обобщенных в [70], и эксперимента, проведенного в [212]. Содержание MgO повышено в первом случае на 9%, а CaO и FeO понижено на 4,5% и 3,5% соответственно (при давлениях 4,5 ГПа и более). Несколько выше - SiO₂, ниже - Al₂O₃. Расхождения не могут быть случайными или связанными с различием в степени плавления. Используются близкие составы (табл. 6.1), а увеличение степени плавления в эксперименте из [212] на 11-12% ведет к понижению содержания MgO.

Таблица 6.1. Состав пород (%), использованных для экспериментальных исследований в [70,212] и предполагаемый модельный состав мантии по [117].

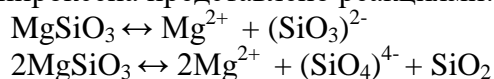
Оксид	Лерцолит шпинелевый [70]	Лерцолит шпинелевый [212]	Пиролит [117]
SiO ₂	44,48	44,9	45,1
TiO ₂	0,16	0,16	0,2
Cr ₂ O ₃	0,31	0,41	0,4
Al ₂ O ₃	3,59	4,26	3,3
ΣFeO	8,10	8,02	8,0
MgO	39,22	37,3	38,1
CaO	3,44	3,45	3,1
Na ₂ O	0,30	0,22	0,4
K ₂ O	0,02	0,09	0,03

Различия связаны с техникой экспериментов. В исследованиях, обобщенных в [70], использовались Pt и AgPd капсулы [189,200], в опыте М. Вальтера «порошок образца был помещен внутрь графитовой капсулы во всех экспериментах» [212, с. 31]. Особое внимание в обоих случаях уделялось отсутствию воды. Расхождение результатов становится объяснимым, если предположить, что при плавлении выделяется свободный кислород. Взаимодействуя с углеродом капсулы он образует СО₂, экстрагирующий из порошка образца кальций. Происходит преимущественное плавление-растворение Са-содержащих фаз - клинопироксена, граната. Железо активно в обоих случаях - может окисляться непосредственно кислородом (особенно при Р≥4,5 ГПа), а также взаимодействовать с углекислым флюидом. Среда - щелочная, что вызывает увеличение содержания Al₂O₃,

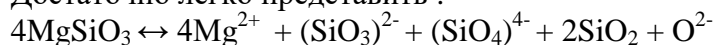
Fe₂O₃. Дефицит свободного кислорода приводит к относительной пассивности магния.

В случае Pt- и AgPd-капсулы происходит взаимодействие кислорода с порошком образца – возникающий расплав обогащен MgO и SiO₂ за счет преимущественного плавления ортопироксена и оливина. Вероятно, также имеет значение состав капсулы - Pt, Ag и Pd в промышленности используются как катализаторы в реакциях окисления [145]. Магний активнее взаимодействует с кислородом, чем железо, его восстановительный потенциал (-2,37 В) намного ниже, чем Fe²⁺ (- 0,47 В) [150]. На этом принципе основано использование магниевого блока для предотвращения коррозии железных труб. При высокой фугитивности кислорода пассивны щелочи, CaO остается в рестите. Подобный процесс наблюдается при очистке Fe от шлаков в доменной печи. При нагнетании кислорода CaO соединяется с SiO₂ и Al₂O₃ и переходит во флюс.

Несовпадение результатов в экспериментах (рис. 6.1) и избирательное взаимодействие компонентов флюида и лерцолита свидетельствует о том, что процесс плавления сопровождается химическим взаимодействием активных элементов образующегося расплава с кристаллическими решетками минералов. Различие растворимости компонентов слюдистого шпинелевого лерцолита в присутствии H₂O и H₂C₂O₄· 2 H₂O установлено экспериментально в [123]. В [123] активные компоненты введены в качестве флюидов, а в отсутствие флюида высвобождаются в процессе плавления. В [106] плавление ортопироксена представлено реакциями:



Достаточно легко представить :



Если приблизится к реальности, то при плавлении ортопироксена образуются:

$4 (\text{Mg, Fe})\text{SiO}_3 \leftrightarrow 2\text{Mg}^{2+} + 2\text{Fe}^{2+} + (\text{SiO}_3)^{2-} + (\text{SiO}_4)^{4-} + 2\text{SiO}_2 + \text{O}^{2-}$ (коэффициенты в правой части расставлены условно).

В результате плавления образуется свободный кислород, кварц, железо, магний, кремнекислородные тетраэдры. При плавлении клинопироксена добавится кальций. При достаточно высокой фугитивности кислорода, зависящей от количества базальтоидной составляющей, справа мы получим магматический расплав из окислов железа и кремния (железистый кварцит), магнезиальный оливин, пироксен, обрывки кремнекислородных цепочек. При наличии свободного углерода (алмаза, графита) кислород может окислять как железо, так и углерод, образуется углекислая фаза, всегда присутствующая в виде карбонатитовых расплавов, эксгаляций, включений в минералах [28,80,128 и др.]. В результате окислительно-восстановительных реакций в астеносфере образуются новые соединения, в том числе - CO₂ и H₂O, H₂, CH₄. Состав компонентов флюида определяется РТ-условиями, кислотностью–щелочностью (рН) среды и составом плавящегося субстрата.

Высвобождение кислорода возможно не только при плавлении, но и при восстановлении железа в щелочных расплавах [106], при других химических реакциях. В кислой среде большинство восстановительных реакций сопровождается образованием воды (например, восстановление S, Cl, N, Mn, Cr [150]). Можно сделать вывод, что образование флюидов происходит непосредственно при плавлении лерцолита, источником кислорода в верхней мантии являются кислородсодержащие (т.е. практически - все) минералы, а воды и других соединений - окислительно-восстановительные процессы в астеносфере.

Во всех экспериментах наблюдается повышение степени плавления при незначительном повышении Т (на 10°С): до 45 % при 3,5 ГПа и до 25% при 2,5 ГПа [70]. По [212] рост Т на 15⁰С при Р=3 ГПа и Т= 1500°С ведет к росту степени плавления от 0 до 13,8 % (явление сокращения температурного интервала между ликвидусом и солидусом с ростом

давления - «быстрого нарастания количества расплава в узком интервале температур» [70, с.1265]. Если в процессе плавления высвобождаются активные элементы и образуются активные соединения, то различия в составе расплава, полученного в опытах с разными капсулами объясняются взаимодействием на границе расплав–кристалл (вещество капсулы) с избирательным растворением. Чем выше давление, тем эффективнее этот процесс.

Поведение лерцолита и первых порций расплава при $P > 3$ ГПа и субсолидусных T аналогично поведению металлов в растворе в РТ-условиях поверхности. На границе раздела фаз протекает электродный процесс - реакция между компонентами фаз, в результате которой происходит переход электрических зарядов из одной фазы в другую. Каждая фаза приобретает электрический заряд, а на границе их раздела создается двойной электрический слой, которому соответствует скачок потенциала. Согласно сольватационной теории [145], он определяется энергией диссоциации кристалла на ионы и энергией сольватации ионов на поверхности кристалла при соприкосновении с молекулами растворителя. Сольватация - совокупность энергетических и структурных изменений, происходящих в растворе при взаимодействии частиц растворенного вещества с молекулами растворителя. Происходит образование различного рода комплексов, в составе которых элементы переносятся к кровле астеносферного слоя, а некоторая часть формирует эксгалационные породы на поверхности. Работа выхода катиона и энергия сольватации зависят от природы металла (кристалла), иона и растворителя. Это объясняет избирательное действие расплава, содержащего флюид (активные анионные комплексы в качестве растворителя), на кристаллические решетки минералов при плавлении, и преимущественную экстракцию когерентных соединений. Таким образом, в РТ-условиях мантии плавление - не только фазовый переход, но и начало цепочки физико-химических процессов, сопровождающихся высвобождением активных компонентов (флюидов), их воздействием на кристаллические решетки минералов и связыванием в новые соединения, отвечающие новым условиям.

Уже при достижении 1% плавления на глубине 220-250 км [29,48] изменяется плотность вещества, создаются условия нестабильности. От слоя частичного плавления может отделяться астенолит, перемещающийся к поверхности - в новые РТ-условия. В данном случае термин «астенолит» отражает только большой объем расплава, а не способ его подъема, который не конкретизируется.

Изучение состава природных магм, сформированных в широком временном диапазоне (2 млрд. лет), позволяет выделить четыре типичных уровня дифференциации - размещения кровли астеносферы: 220 ± 20 , 150 ± 20 , 100 ± 10 , 50 ± 10 км [48, 140, 141]. В некоторых случаях (на завершающей «регрессивной» стадии геосинклинального процесса) глубина магмоотделения составляет 70 км. Однако, протекание процессов при $P \approx 2,3$ ГПа сходно с таковым при 3 ГПа. Поэтому отдельная глубина магмообразования не вводится.

Глубина кровли астеносферы изменяется синхронно (в геологических масштабах времени) на большой территории. Об этом свидетельствует выдержанность состава магматических пород и эксгалаций в ее пределах. Во время формирования зеленокаменных структур (ЗКС) вулканогенные породы одинакового состава появляются на всем ПБ, специфические слои (сине-краснополосчатые железистые кварциты) прослеживаются во всей Криворожско-Кременчугской зоне (ККЗ). Иногда состав расплавов может отличаться объемом (Сурская и Честомлыкско-Соленовская структура ПБ) или составом когерентного флюида (Западное и Восточное Приазовье), но глубина формирования магматических и эксгалационных пород одинакова (например, для Днепровско-Донецкой впадины (ДДВ) в фанерозое [48]).

Изучение стратиграфического разреза и магматических пород структуры позволяет проследить тенденции изменения химического состава флюидов и расплавов,

отделяющихся от кровли астеносферы непосредственно после подъема астенолита, в процессе дифференциации вплоть до метасоматитов и эксгаляций, формирующихся из остаточных расплавов. Длительность каждого этапа активизации в ДДВ составляет около 0,01 млрд. лет. Можно приблизительно определить время появления каждого типа пород, установить характер физико-химических процессов в астеносфере в каждый период [48]. Для архея и протерозоя время протекания процесса определяется с большим допуском, но эволюция состава расплавов и эксгаляций фиксируется в составе последовательно залегающих пластов для каждого этапа и в зеленокаменных структурах ПБ и ККЗ (см. ниже). В каждом случае набор активных элементов и соединений своеобразен, однако количество выносимого в виде лав и эксгаляций вещества значительно, а сам процесс дифференциации требует переработки пород во всем объеме астеносферы. На территории УЩ (например, на Приазовском массиве - ПМ) гранитизации с привнесением вещества подвергаются огромные площади, а ореолы метасоматических изменений в десятки раз превышают мощности сопряженных магматических пород [28,103,141]. Карбонатиты, фоскориты в архее и протерозое образуют лавовые потоки, а силикатно-карбонатные железистые породы ККЗ имеют большую мощность. Объемы выносимого вещества и степень дифференциации невозможно объяснить внедрением и дифференциацией в малом объеме или на поверхности при низких давлениях.

Можно предполагать следующее развитие процесса на каждом этапе. После подъема в новый РТ-интервал вещества с аномальной Т и избыточной внутренней упорядоченностью происходит резкое повышение степени плавления. При геосинклинальном варианте развития (постепенном уменьшении глубины кровли астеносферы) на каждом новом этапе давление будет уменьшаться на 1,5 ГПа, а превышение температуры составлять от 330 до 800°C. При рифтовом - на первом этапе $\Delta P=4,5$ ГПа, а $\Delta T = 1000^\circ\text{C}$ [48]. Степень плавления увеличивается скачкообразно. Если глубина первичного очага 200 км, то при перемещении астенолита к давлению в 4,5 ГПа степень плавления $\approx 5\%$, при 3 ГПа - $\approx 25\%$, при 1,7 ГПа - $\approx 45\%$ только за счет декомпрессии [70]. При давлениях 3 ГПа и более дополнительное нарастание степени плавления будет происходить за счет эффекта сокращения температурного интервала между ликвидусом и солидусом. Однако, длительное существование (10-60 млн. лет) слоя с высокой степенью плавления в РТ-условиях мантии невозможно из-за значительного перепада плотности вмещающих пород и непосредственно расплава. Оценка в [48] зависимости степени плавления от глубины (1% на 250 км, при перемещении на глубину 160 км (5 ГПа) – 3-5%, на 100 км (3 ГПа) – 5-10 %, на 50 км (1,7 ГПа) - 30%) значительно ниже, чем приведенная в [70]. На кровле астеносферы происходит формирование слоя максимального плавления, давление (литостатическое) на который минимально. Относительно легкий флюид-расплав просачивается сквозь толщу астеносферы, насыщаясь когерентными именно ему элементами. Избыток расплава-флюида удаляется к поверхности в виде магм и эксгаляций, формируя ореолы флюидно-термального воздействия над астеносферой, эксгаляционно-осадочные породы на поверхности.

Таким образом, астеносферный слой можно рассматривать как открытую химическую систему, в которой из-за увеличения объема при повышении степени плавления обеспечено поступление реагентов к кровле. Здесь формируется слой с максимальной степенью плавления, который выступает в качестве реактора. Через реакционный объем проходит поток активных компонентов, в нем осуществляются химические реакции с последующим удалением продуктов к поверхности в виде расплавов (эксгаляций). При активизации в астеносфере формируется саморегулирующаяся система, процессы в которой обусловлены естественным образом скомбинированными скоростями притока вещества к кровле и оттока в виде магм и наастеносферных флюидов, которые удаляются к поверхности. Флюиды,

отделяющиеся от астеносферного слоя и вызывающие метасоматические преобразования в мантии, влияющие на состав расплава астеносферы и породы, появляющиеся на поверхности, формируются в процессе дифференциации в мантии. Их состав зависит от давления на кровле астеносферного слоя и концентрации компонентов в расплаве. В идеальных случаях на кровле астеносферы может установиться стационарное неравновесное состояние, в котором система пребывает, пока обеспечивается приток вещества, а степень плавления сохраняется постоянной.

Повышение степени плавления после остановки астенолита, так же как и на начальном этапе, осуществляется комплексным влиянием плавления и растворения. Направление взаимодействия задается составом уже существующего расплава и его изменением в результате отделения части флюида при понижении давления, а также при протекании химических реакций на кровле астеносферного слоя.

В новых условиях происходит полная перестройка ближнего порядка с формированием новых структурных единиц, определяющих минеральный состав магматических пород. Во всех случаях наблюдается разделение на фазы по плотности в поле градиента давления. Как правило, выделяются, по меньшей мере, две фазы: силикатная и карбонатная, которые в зависимости от давления и состава могут быть смесимы или несмесимы. В этом процессе большое значение имеет состав флюида, определяющего состав расплава. Несмесимость ускоряет разделение на фазы. При подъеме под кору на поверхности всегда появляются недифференцированные ультраосновные лавы с ксенолитами и высокой степенью explosивности (часто сопряженные с карбонатами). Контаминирование веществом данного интервала иногда приводит к накоплению элементов (железо в ККЗ), иногда сопровождается появлением новых элементов в расплавах. Какие именно продукты реакций появятся на поверхности определяется скоростью и направлением реакций, протекающих на кровле астеносферы. Факторы, влияющие на скорость реакции: концентрации реагирующих веществ, температура, давление. Давление на кровле (литостатическое и парциальное давление флюида-расплава) определяет не только состав магм, но и состав минералов. Так, в породах кристаллизовавшихся из магм, дифференцированных при 3 ГПа, оливин не образуется. Эта закономерность наблюдается во всех изученных регионах. Сокращение поля стабильности оливина при 2,7-3 ГПа наблюдается и в экспериментах [91].

«Наряду с давлением главнейшим фактором, определяющим состав магмы и пути ее кристаллизации, является кислотность-щелочность трансмагматических флюидов, взаимодействующих с магмой» [82, с.320]. Кислоты - вещества, которые могут отдавать катионы или присоединять анионы (или электроны). Основания - вещества, которые могут отдавать анионы (или электроны) или присоединять катионы. Окислительно-восстановительные взаимодействия - реакции с переносом электронов - особые случаи кислотно-основных реакций. Карбонатные флюиды экстрагируют Ca, хлоридно-карбонатно-кислородные - Si и Mg, хлоридно-карбонатные - K и Si, фторидно-карбонатные - Ca и щелочи и т. д.. В присутствии галогенов флюиды всегда содержат кремнезем и глинозем. В карбонатах ЧКК присутствует до 25-35% SiO₂. Превращение флюида в кислый расплав описано в [115,123 и др.]. Во многих случаях и особенно при высоких давлениях резкой границы между флюидом и расплавом нет [80, 124 и др.]. Сложностью анализа процессов с участием реальных флюидов является их многокомпонентный состав.

Роль активных веществ в плавлении и дальнейшем развитии астеносферного слоя огромна. Минералами-концентраторами активных компонентов, влияющих на физико-химические взаимодействия в астеносфере и на ее кровле, являются флогопиты (150 км и выше), апатиты и амфиболы (100 км и выше), которые могут включать Cl⁻ и F⁻, (OH)⁻ [106].

При давлениях более 7 ГПа возможно существование минеральных видов, которые на поверхности неизвестны. Даже на гранях алмазов содержится целый ряд элементов: H, He, Li, B, N, Na, Mg, Al, Si, а также осколков молекул углеводородов [91]. Чем меньше плотность упаковки кристаллической решетки минерала, тем большее количество нейтральных соединений перечисленных элементов может она вмещать.

Включение галогенов - активных растворителей и комплексообразователей - в процесс взаимодействия расплава с решетками минералов мантии усиливает эффект избирательного растворения даже при относительно небольших давлениях (до 1 ГПа). Экспериментально изучены стадии процесса экстракции кремния, алюминия из базальта хлоридно-натрий-калиевыми растворами с дальнейшим образованием кислого (гранитоидного) щелочного расплава. Fe, Mg, Ca остаются в остаточной фазе - рестите [115].

Взаимодействие флюида с расплавом астеносферного слоя осуществляется на всех стадиях процесса: при плавлении, просачивании через слой, химических реакциях на кровле астеносферы, разделении на фазы и отделении расплавов и флюидов. Формирование расплава, поступающего к верхней кромке астеносферы, начинается с процесса плавления и взаимодействия на глубине 200-400 км, где определяется состав активных компонентов. Самым важным «событием» является высвобождение свободного кислорода силикатов в процессе плавления. С его участием образуется CO₂, либо кислород напрямую взаимодействует с элементами кристаллических решеток. При подъеме процессы избирательного плавления протекают более активно, взаимодействие идет в объеме всей астеносферы, т.е. активизация сопровождается собиранием когерентного флюиду-расплаву вещества и вынесением его к поверхности в объеме большей части верхней мантии.

"Активность катионов должна соответствовать их положению в ряду возрастающей энергии ионизации катионов" [82, с.321]. Однако подобное соответствие наблюдается лишь отчасти. Мету химической активности металлов и соединений лучше описывает их положение в ряду напряжений - электрохимическое взаимодействие в растворе [146]. Протекание электрохимических реакций определяется влиянием электрического потенциала и силой тока. Если учесть, что взаимодействие начинается уже при появлении незначительной доли расплава, а окислительно-восстановительные процессы сопровождают все события в астеносфере и особенно реакции на ее кровле, очевидно, что токи, возникающие за счет перемещения и взаимодействия заряженных частиц, имеют большое значение. Электрохимическая система их нескольких фаз является электродом. Чаще всего электроды состоят из проводника первого рода (металл, уголь) и проводника второго рода (раствор или расплав электролита). Вероятно, в архее, когда мантия была обогащена металлами (железом), а также углеродом, а в расплавах присутствовали окислители - кислород и галогены — электрохимические взаимодействия играли значительную роль в плавлении и перераспределении вещества в слое частичного плавления.

В ходе физико-химических процессов в астеносферном слое возможны дополнительные эффекты. Повышение температуры при окислении может спровоцировать дополнительное плавление тугоплавких соединений (магнезиальный оливин), и поступление в расплав новых порций вещества. Влияние на возможность и скорость реакции оказывает также присутствие катализаторов, которыми могут быть Pt, Ag, Fe и их оксиды в реакциях окисления аммиака, углерода, углеводородов; Cu, Ni, Cr₂O₃ - в реакциях гидрирования соединений углерода, углеводородов; SiO₂, Al₂O₃, TiO₂, ZrO₂, фосфорная кислота - при гидратации-дегидротации углеродных и углеводородных соединений, изомеризации и полимеризации углеводородных соединений - нефтей [145]. Влияние среды определяется составом смешанного растворителя, присутствием электролитов, рН растворов и др. Помимо потока вещества к поверхности существует и нисходящая ветвь - опускание

более тяжелых кристаллов, устойчивых в данных условиях. Ее состав также зависит от состава флюида, взаимодействующего с кристаллической фазой. Например, в присутствии фтора хуже растворяются гранаты и оливины [25]. Часть вещества перераспределится в мантии, сформирует новые минеральные виды. В присутствии воды (окисленного флюида) мало активны щелочи и кальций [24]. Они войдут в состав остаточного расплава, кристаллизующегося в мантии.

Поскольку расплавы состоят из большого количества компонентов, содержания которых восстановить нельзя, то можно лишь обозначить главное направление протекания реакций и приближенно восстановить условия (окислительно-восстановительные, кислотность–щелочность) на кровле астеносферы по составу последовательно отделяющихся от нее фаз. Дополнительной трудностью является изменение поведения элементов при очень высоких температурах и давлениях, увеличивающихся сопряженно. Вероятен скачок активности элементов и соединений с увеличением давления, возможно изменение направления реакций. Если при увеличении степени плавления и значительном ΔT вероятны реакции, сопровождающиеся ростом объема, то по мере уменьшения ΔT в процессе подъема флюида к поверхности будут преобладать реакции, в которых изменения объема будут отрицательны. Произойдет кристаллизация с образованием ореолов флюидно-термального воздействия, в которых существующие минералы «поглощают» активный флюид и преобразуются.

Результаты применения термодинамических расчетов для решения частных задач (например, определения составов продуктов частичного плавления по распределению петрогенных элементов, основанного на значениях констант обменных реакций) при $P > 3 \text{ ГПа}$ расходятся с экспериментальными данными [70,145]. Окислительно-восстановительный потенциал в водном растворе, стандартные энтальпии, свободные энергии образований и стандартные энтропии - величины, измеренные при 298K и атмосферном давлении. Их экстраполяция в область высоких T и P возможна только на качественном уровне с учетом результатов соответствующих экспериментов и состава магматических пород и эксгаляций, появляющихся на поверхности. Для применения расчетов перераспределения вещества и энергии в ходе активизации необходимо определить характер процессов, протекающих на каждом уровне, уточнить долю вещества, выносимого из астеносферного слоя (эксгаляционного) в осадочном слое, гидро- и атмосфере. На данном этапе исследований стоит более локальная задача - определить направление и характер процессов в P -диапазонах мантии и коры, установить управляющие параметры развития тектоносферы по следствиям этих процессов - магматическим и эксгаляционно-осадочным породам на поверхности.

6.2. Методика определения глубины мантийной дифференциации расплавов

Изучение магматических пород различных регионов Украины позволило создать методику определения глубины размещения кровли астеносферы при их образовании. Применение методики для регионов, активных в фанерозое, продемонстрировано в [48]. Проверка методики осуществлялась путем пересчета температуры кристаллизации расплава на поверхности (установленной по температуре гомогенизации газовой-жидких включений в оливине) в температуру в месте его отделения - в точке пересечения с линией солидуса (с учетом допуска на ошибку расчета) [140].

Установление давления на кровле астеносферы (ее глубины) при формировании пород каждого этапа активизации и в течение процесса в целом является первой задачей и только ее решение позволяет приступить к следующим. Для этого процесс активизации рассматриваемого региона разбивается на этапы, каждый из которых характеризовался

СОСТАВ ПОРОД УЩ И ПРОЦЕССЫ ИХ ОБРАЗОВАНИЯ

специфическим магматизмом (исчезновением или появлением новых минеральных видов в составе, скачкообразным повышением основности пород и т.д.). По абсолютному или относительному возрасту пород устанавливается время начала каждого этапа.

По литературным источникам рассматриваются:

1) Петрография пород, образованных в течение одного этапа. Выделяются комагматичные серии пород, характеризующиеся плавным изменением состава в процессе дифференциации. Объем изверженных пород и диапазон вариаций состава, преобладание эффузивных или интрузивных разновидностей, порядок появления минералов также указывают на глубину размещения очага.

2) Минеральные парагенезисы, характеризующие глубины магматической дифференциации. Одним из главных признаков является наличие среди порообразующих минералов магматического оливина. Во всех регионах наблюдается отсутствие оливина в породах, дифференцированных на 100 км. Этот факт отражен и в результатах многочисленных экспериментов, когда при давлении 3 ГПа сокращается поле стабильности оливина, а на ликвидусе появляется пироксен [91,189]. Порообразующие являются главным источником информации о глубине отделения магм и составе расплава, условиях в очагах дифференциации. Например, появление более 5% фельдшпатоидов в породе является следствием ликвационного отделения углекислой фазы в астеносферном слое, что возможно на глубине 100 км и выше, а также высокой щелочностью остаточного расплава.

3) Акцессорные минералы, во многих случаях точно определяющие глубину магмоотделения. Например, состав гранатов (в том числе и ксеногенных). Пиропы, хромсодержащие пиропы максимально распространены в глубинных (150-200 км и более) лерцолитах и гарцбургитах, альмандин-пиропы появляются в железистых пироксенитах, размещающихся выше (100-150 км), для менее глубоких очагов (50-100 км) характерны альмандины. Гроссуляры, меланит встречаются только в породах, дифференцированных на границе кора-мантия (50 км). Конечно, это только общая закономерность: состав ксеногенных гранатов зависит и от состава мантийного субстрата, магматических - расплава. Состав шпинелей, появление ксеногенных карбидов, алмаза и др. характеризует и глубины образования и состав мантийного субстрата. Так, появление хромита (алюмохромита), муассанита, других минеральных видов, образованных в резко восстановительных высокобарных условиях, говорит о значительной (150-200) глубине дифференциации ультрабазитов Донбасса [14,90]. На эти же условия первоначального выплавления расплава указывает наличие периклаза (в сростках с мервинитом) в базальтах Ломоносовского массива и периклаз-мелилитовых, периклаз-форстеритовых, периклаз-шпинелевых сростков в интрузивах Горного Крыма [161]. В ультраосновных породах ДДВ встречены ксеногенный фтор-апатит и альмандин-пироп, характеризующие большие глубины генерации магматических расплавов, а также гидроксил-фтор-апатит, захваченный на меньших глубинах, и меланит, образованный на месте дифференциации расплава (50-60 км) [102]. Максимальными содержаниями магматических хромита, магнетита, ильменита отличаются недифференцированные породы, образованные на глубинах около 200 км. Редкометалльные силикаты, фосфаты и др. более характерны для пород, дифференцированных на глубине 100 км и выше.

По перечисленным признакам в первом приближении определяется глубина магматического очага для каждого этапа магматизма.

4) Основным критерием для определения глубины дифференциации является изменение петрохимических характеристик пород, зависящих от давления в очаге дифференциации и степени плавления.

Содержания петрогенных окислов в дифференцированных разностях пород

сравниваются с полученными в результате плавления лерцолита по [70]. Подобные графики можно построить для геосинклинального процесса, в котором кровля астеносферного слоя размещается выше от этапа к этапу и отсутствует контаминация расплава коровым веществом. В случае значительного изменения кислотности-щелочности на кровле слоя содержания петрогенных окислов могут значительно отличаться от результата плавления лерцолита. Если распределение окислов изменяется закономерно, его можно объяснить составом мантийного субстрата и режимом отделения флюидной фазы — результат получен. Рис. 6.2 демонстрирует наличие зависимости содержания окислов от давления на кровле астеносферного слоя. Отличие от кривой плавления лерцолита объясняется влиянием флюидов на процесс дифференциации, однако наличие зависимости очевидно.

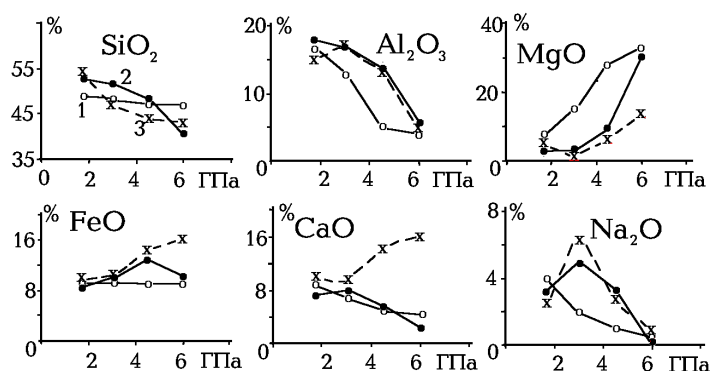


Рис. 6.2. Влияние давления на химический состав расплавов. Усредненные кривые 1- результат плавления лерцолита [70]. 2- среднее для Крыма (по мере уменьшения глубины дифференциации): пикрит- породы, дифференцированные на 150 км, отсутствуют, - кератоспильтовый порфирит – долеритобазальт [161] и Карпат (лерцолит - диабаз, поток р. Квасной - спилит - кварцевый диорит-порфирит по [89]). 3 – магматические породы Донбасса (пироксенит - базальт покровный - малиньит

- монцонит-порфир [90]).

На глубину дифференциации указывает содержание MgO и Al₂O₃, в меньшей степени SiO₂, доля которого в реальных расплавах, как правило, увеличивается с уменьшением давления. Содержания ΣFeO, CaO и Na₂O более указывают на состав флюида, взаимодействующего с расплавом. Повышенные содержания CaO - на участие CO₂, Na₂O и Al₂O₃ - фтора, ΣFeO и SiO₂ - хлора в процессе дифференциации, в том случае, если не происходит разделения на фазы (например, силикатную и карбонатную) и распределение катионов между фазами.

Если астенолит на первом этапе (при рифтовом режиме) поднимается непосредственно под кору [48] - на поверхности появляются эффузивные ультраосновные породы. Скачкообразное повышение степени плавления, отсутствие дифференциации, контаминация веществом коры не позволяют сопоставить породы, образованные подобным образом, с результатом плавления лерцолита. Неоднородность плавящегося субстрата и отсутствие дифференциации приводят к тому, что в одном штуде содержания породообразующих окислов (особенно MgO и CaO) колеблются от минимума до максимума. Характерным признаком являются повышенные содержания и MgO (от 10-15 до 23%) и Al₂O₃ (от 4-6 %, в среднем- 8-9% до 14%), часто (12-14%) и CaO (5-10%) при низких SiO₂. Подобные колебания значений отмечены в породах ДДВ [18], на рифтовых этапах развития ЧКК [28]. Высокое содержание и резкое отделение флюидной фазы обуславливает высокий коэффициент эксплозивности - 85-90%, в некоторых случаях появляются карбонатитовые расплавы. Ультраосновные вулканы переслаиваются с уже дифференцированными базальтами (Al₂O₃ =11-15%; MgO=3-7%), которые в случае щелочных расплавов часто представлены нефелин-, лейцитсодержащими разностями (с высокими содержаниями фельдшпатоидов) [5]. Последние имеют более выдержанный состав, сменяются средними и кислыми породами (через 5-7 млн. лет). Так, верхнефранские ультраосновные породы в ДДВ занимают 6500 км², при незначительной (300 м) мощности,

а щелочно-базальтовые и средне-кислые породы на той же площади имеют мощность $0,6 \div 1,5$ км.

5) Данные о геохимии редких и рассеянных элементов (содержания - 10-1000 г/т), также используются для оценки глубины очагов. Специфика их поведения (накопление в остаточных расплавах либо обогащение ранних дифференциатов) может служить источником информации о глубинах магмоотделения и составе первичных магм. Так, обогащение сидерофильными элементами (Cr, Ni, Co) характерно для ультраосновных расплавов недифференцированных, либо дифференцированных при высоких давлениях, редкометалльная минерализация (Nb, Ta и др.) — для остаточных расплавов, коровых дифференциатов при преобладающей активности хлора и для взрывных и обогащенных флюидом ранних фаз при повышенных концентрациях фтора. Однако, в большей степени состав редких и рассеянных элементов служит источником информации о флюидной фазе, путях дифференциации исходных расплавов и т.д. (например, Sr и Ba сопряжены с карбонатитовыми расплавами). Присутствие во флюидной фазе фтора и высокая натриевая щелочность приводят к вынесению Nb, Ta, Ce и др. расплавами и флюидами, дифференцированными на 100 км. Это объясняет, например, повышенные содержания этих элементов в протерозойских породах Черниговского карбонатитового массива. Появление хрома в составе силикатов свидетельствует о кислой среде, хромита — окислительных условиях. Ртуть, золото появляются на поверхности в слабо-кислых и нейтральных гидротермальных растворах (вероятно, хлор-содержащих) над кровлями гранитных (или диоритовых) интрузий.

Решение задачи по определению глубины дифференциации мантийных расплавов должно включать полный учет и объяснение всех известных фактов. В каждом случае должна вырисовываться целостная картина изменения термодинамических и химических параметров развития астеносферы на каждом этапе и от одного этапа к другому.

К сожалению, зачастую приходится сталкиваться с далеко не полным описанием магматических пород региона вследствие недостаточной изученности, разобщенности описаний, отсутствия обнажений, керн и т.д. Чем меньшим количеством данных мы располагаем, тем меньше достоверность полученного результата. Для определения глубины дифференциации необходимы описания минерального и петрохимического состава пород, вариации (качественные и количественные) состава в пределах комагматичной серии.

На основании изучения магматических образований различных регионов Украины можно классифицировать породы, появляющиеся на разных этапах геосинклинального (табл. 6.2) и рифтового (табл. 6.3) режимов. Это важно, так как этот вопрос в петрологии до сих пор является дискуссионным. В основу классификации положен тип эндогенного режима, глубина мантийной дифференциации, щелочность пород. Конечно, на данном этапе изучения сводка неполная, так как включает только породы, встреченные в изученных регионах. Преобладание регионов с геосинклинальным режимом позволяет выделить разновидности пород, формирующихся не только на разных глубинах, но и отделившиеся во время подъема астенолита (в табл. 6.2 обозначены стрелкой).

6.3. Особенности методики для докембрия

Уточнение методики необходимо для каждого активного региона, так как состав плавящегося мантийного субстрата и флюидной фазы, взаимодействующей с расплавом, индивидуален. Условия дифференциации расплавов в докембрии специфичны, о чем свидетельствует появление формаций, в частности, зеленокаменных, включающих коматииты, железисто-кремнистые слои и другие образования, характерные только для докембрия [24, 81б 116 и др.].

Таблица 6.2. Магматические породы, образующиеся при геосинклинальном режиме.

Глубина, км	Породы нормальной щелочности (Крым, Карпаты, с-з Донбасс)	Породы повышенной щелочности (ю-в Донбасс)
200→150	Расслоенные массивы габбро-перидотитов с ксенолитами. Лерцолиты	Кимберлиты оливин флогопитовые с ксенолитами и ксенокристаллами больших глубин
150	Оливиновые базальты с ортопироксеном и плагиоклазом	Оливиновые базальты с незначительным количеством нефелина
150→100	Горнблендиты	Щелочные амфиболиты
100	Диабазы и спилиты, толеитовые базальты без оливина	Массивы нефелиновых (псевдолейцитовых) пород, малиниты, сиениты
100→50	Андезито-базальты (габбро-диориты) безоливиновые, появляющиеся перед ультраосновными породами с оливином	Кимберлитоподобные породы пироксен-флогопитовые с ксенолитами из верхов мантии и коры, со следами взаимодействия с расплавом
50	Спектр пород от ультраосновных до кислых.	
	Оливиновый базальт, камптонит – диабаз, липарит. Кварцевые диориты и габбро-диориты с оливином	Твейтозит-пироксениты, твейтозиты (шонкиниты), щелочные граниты с нефелином и оливином
100	Андезиты, андезито-базальты (габбро-диориты) безоливиновые	Щелочные сиениты клинопироксен-микроклин-пертитовые без оливина и нефелина

Таблица 6.3. Магматические породы, образующиеся при рифтовом режиме.

Глубина, км	Породы ДДВ
200	Кимберлитоподобные породы оливин-флогопитовые с мелилитом
50 200→50	Спектр пород от ультраосновных до кислых Лавовые потоки, туфы и пирокласты ультраосновных вулканогенных пород (мельтейгитов, ийолитов, анкаратритов, пикритовых порфиритов) с ксенокристаллами и малоглубинными ксенолитами. Карбонатиты. Огромные объемы базальтов (нефелин-, лейцит-содержащих) сменяющихся породами среднего и кислого состава
200→100	Карбонатиты с ксенокристаллами
100	Лавовые потоки безоливиновых толеитовых базальтов с плагиоклазом и ортопироксеном, андезитов, липаритов. Интрузивные диабазы

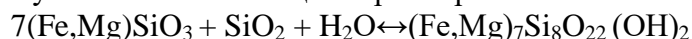
В зеленокаменных структурах (ЗКС) Приднепровского блока (ПБ) УЩ широко представлены вулканогенные породы, что позволяет сопоставить их с породами фанерозоя, а также результатом плавления лерцолита. Однако архейские породы изменены – метаморфизованы в зеленосланцевой и амфиболитовой фациях, магматические минералы, характерные для фанерозойских пород, не встречаются, либо встречаются редко. Сопоставление ортопород Сурской структуры с неизмененными изохимическими магматическими аналогами проведено И.Н. Бордуновым.

Амфиболы актинолит - тремолитового ряда возникают за счет породы, состоящей из смеси орто- и клинопироксена при избытке кремнезема и воды [106]:



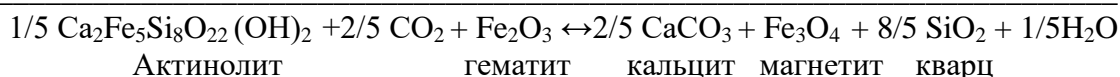
Диопсид ортоэнстатит актинолит – тремолит

Куммингтонит замещает ортопироксен:



В зависимости от давления на кровле астеносферного слоя и состава флюидной фазы вместо амфибола образуются:

СОСТАВ ПОРОД УЩ И ПРОЦЕССЫ ИХ ОБРАЗОВАНИЯ

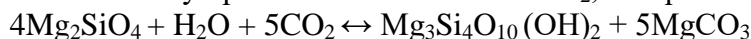


Гематит в расплаве появляется при плавлении ортопироксена. Амфибол представлен куммингтонитом в присутствии кислорода (воды). Экспериментально установлено, что железистость амфибола зависит от летучести кислорода (парциального давления воды) [106]. Катионный состав карбонатной фазы определяется рН среды. В щелочной среде формируются кальцит и доломит, в кислой — сидерит и брейнерит.

Применим эти реакции к условиям формирования пород ПБ. На поверхности появляются куммингтонит-магнетитовые роговики красноцветной фации и тальк-карбонатные породы при давлении в месте дифференциации расплава - 4,5 ГПа. Если активность кислорода выше, вместо талька формируется серпентин. Амфиболиты (спилиты) с карбонат-куммингтонитовыми роговиками появляются при 3 ГПа. Тальк-карбонатные породы и магнетит-карбонатные роговики формируются при 1,5 ГПа. Таким образом, направление протекания реакции зависит от давления и активности воды (кислорода). Однако, аналогию необходимо искать не только в химическом, но и в минеральном составе, так как ближний порядок в расплаве формируется в очаге мантийной дифференциации [106]. Ряд метаморфических реакций преобразования пород ПБ предложен Н.П. Семененко [137]. Серпентин замещает оливин при избытке кремнезема, в условиях высокой активности кислорода. При формировании в условиях высокой фугитивности воды и углекислоты вместо дунита образуется карбонат –серпентиновая порода:



Тальк развивается по оливину при меньшей активности O_2 , но при высокой CO_2 .



Карбонат-тальковая порода формируется при изменении соотношения углекислоты и воды во флюиде, взаимодействующем с магмой. Давление на верхней кромке астеносферы регулирует состав флюидов, но однозначно его не определяет. Другим регулирующим фактором является активность кислорода. В метабазитовой формации конкской серии для глубинных пород более характерны преобразования с большим участием кислорода, для меньших глубин – с CO_2 . Образование талька по оливину характерно для пород верхней коматиитовой формации (второго яруса по [11]), когда фугитивность кислорода на глубине 150 км меньше.

На ПБ содержащие Al_2O_3 основные породы представлены хлорит- и эпидот-содержащими разновидностями [125]. Хлоритоиды образуются вместо флогопита в присутствии кислорода и при избытке SiO_2 . Они не содержат щелочей. Клинохлор равновесен со смесью магнезиальных ортопироксена и оливина, шпинели, кварца и воды. Эпидот и кварц - со смесью ортопироксена (железистого), анортита и воды [106]. Основные и ультраосновные разности с относительно высоким содержанием глинозема крайне редки. Кордиерит, ставролит, кианит, гранат, а также графит в метаморфизованных породах ПБ не встречаются никогда. Таким образом, амфиболиты и эпидот-содержащие породы соответствуют безоливиновому толеитовому базальту.

Рассмотрение этих реакций приводит к выводу о том, что архейские парагенезисы ЗКС ПБ соответствуют фанерозойским, сформированным в условиях избытка кремнезема, воды и (или) углекислоты (табл. 6.4 и 6.5). При сопоставлении режимов развития имеются в виду только РТ-условия дифференциации расплавов каждого этапа — размещение кровли астеносферы и разница давления при изменении глубины дифференциации расплава. Длительность процесса в целом (приблизенно 3,37-2,8 млрд. лет), количество актов перемещения глубинного вещества, площадь активизированного региона, геологические

ГЛАВА 6

процессы на поверхности, состав активных компонентов, а также ряд других характеристик не позволяет описывать формирование ЗКС в терминах «геосинклиналь» или «рифт». Глубина дифференциации расплава в мантии указана со значительным допуском $\pm (10-20)$ км, соответственно давление на кровле астеносферы $\pm (0,3- 0,6)$ ГПа.

Таблица 6.4. Сопоставление магматических пород геосинклинального режима фанерозоя и метабазитовой формации конкской серии.

Глубина, км	Фанерозойские породы (Донбасс, Крым)	Архейские породы Верховцевской структуры	Железистые породы Сурской структуры
200→150	Лерцолиты. Габбро-перидотиты. Кимберлитоподобные породы с оливином	Карбонат-серпентин-тремолитовые сланцы	Куммингтонит-магнетитовые роговики красноцветной фации
150	Оливиновые базальты	Хлорит-актинолитовые сланцы	Магнетитовые кварциты красноцветной фации
100	Диабазы и спилиты, толеитовые базальты без оливина	Амфиболиты, эпидиабазы и альбит-актинолит - роговообманковые спилиты	Карбонат-куммингтонитовые роговики пестроцветной фации
100→50	Андезит-базальты безоливиновые	Габбро-амфиболиты	
50	Спектр пород от ультраосновных до кислых.		
	Оливиновый пикрит, базальт, липарит	Хлорит-карбонат-тальковые, эпидот - карбонат - кварц-биотит-хлоритовые сланцы, альбититы	Магнетит-карбонатные роговики сероцветной фации
100	Андезиты, андезит-базальты безоливиновые	Амфиболиты и эпидот-альбит-роговообманковые спилиты	

Таблица 6.5. Сопоставление магматических пород, образующихся при рифтовом режиме, и коматиитовой формации конкской серии.

Глубина, км	Породы ДДВ	Породы Сурской структуры
200→50	Лавы щелочно-ультраосновных пород (мельтейгитов, ийолитов, пикритовых порфиритов и др.). Карбонатиты Базальты, сменяющиеся породами среднего и кислого состава	Серпентиниты двукарбонатные коматиитовой формации. Талько-магнетиты. Роговообманковые роговики сероцветной фации. Хлорит-альбит-актинолитовые филлиты туфоколче-данной фации (железистые породы)
50		
100	Лавы безоливиновых толеитовых базальтов с плагиоклазом и ортопироксеном, андезитов, липаритов.	Амфиболиты, сланцы хлорит-роговообманковые и биотит-хлорит-плагиоклаз-кварцевые

Знак «→» означает, что породы появляются непосредственно после изменения расположения кровли астеносферного слоя.

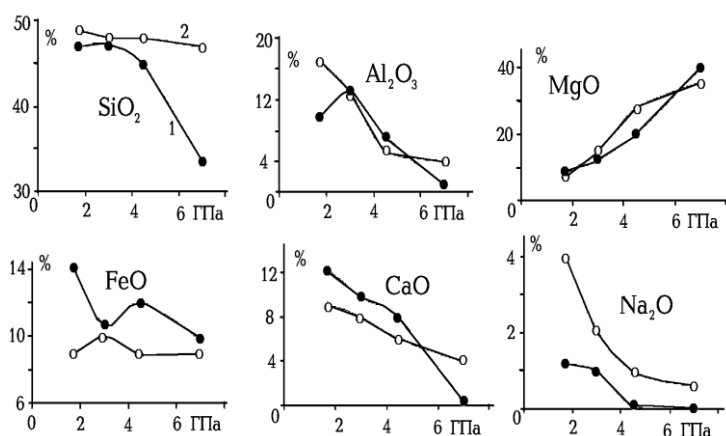
В разрезе нижней амфиболитовой формации сурской свиты Верховцевской структуры [11] (см. табл. 6.4) встречаются серпентин- и тальк-содержащие разновидности, которые не могут представлять магмы, отделившиеся на глубине 100 км. В первой разделяющей пачке присутствуют только ультраосновные породы. Малые по объему проявления только ультраосновных пород характерны для дифференциации на 150 км. Во второй разделяющей пачке фиксируется сначала плавный переход от спилитов к карбонат-тальковым породам при подъеме астеносферного слоя со 100 на 50 км, затем появляются эпидот-карбонат-кварц-биотит-хлоритовые сланцы, а дифференцированные на 50 км разновидности представлены альбититом.

Образование коматиитов - предмет дискуссии. Предложенная авторами в [48] модель

СОСТАВ ПОРОД УЩ И ПРОЦЕССЫ ИХ ОБРАЗОВАНИЯ

образования ультраосновных пород фанерозоя (пикритов, меймечитов и др.) и протерозоя (мельтейгитов и др.) предполагает подъем расплава с глубины 220-250 км под кору, что соответствует модели образования коматиитовых лав Н. Арндта [173]. Поэтому их можно сопоставить с образованием лав ультрабазитов в рифтовых структурах, в частности, в ДДВ (табл. 6.5).

Определение для пород северной части ПБ глубины (давления) магмоотделения позволяет построить зависимость содержания петрогенных окислов от давления на верхней кромке астеносферы (рис.6.3). Для построения использованы средние содержания петрохимических окислов пород аналогичного состава Сурского синклинория (состав пород соответствует приведенному в табл. 17, содержание петрогенных окислов - в табл. 18-19 в [137]). Поскольку поставленной задачей является выяснение условий дифференциации в астеносферном слое, то использование усредненных составов правомочно.



Содержание петрогенных окислов в породах ЗКС ПБ соответствует результату

Рис. 6.3. Влияние давления на химический состав расплавов.

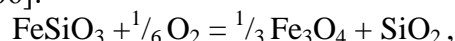
1 - породы ЗКС ПБ: серпентиниты (7 ГПа) - антофиллит-талк-хлоритовые, карбонат-талк-серпентин-хлоритовые туфосланцы (4,5 ГПа) - спилитовые амфиболиты и эпидиабазы (3 ГПа) - туфосланцы кварц-альбит-хлоритовые, кварц-альбит биотитовые (1,7 ГПа) [137], 2 - результат плавления лерцолита при соответствующих

давлениях [70].

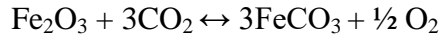
плавления лерцолита по [70]. По сравнению с другими регионами наблюдаемые отличия минимальны, что говорит о близости условий, существовавших в архее, условиям эксперимента. Во всех случаях несколько повышены содержания ΣFeO и понижены - щелочей. Повышение содержания CaO с уменьшением давления отражает влияние CO₂ на процесс дифференциации, что совпадает с появлением карбонат-содержащих пород, увеличением индекса сероцветности в железистых пластах (см. ниже). Не учтена вода, слагающая до 13% состава ультраосновных (высокобарных) разновидностей пород, вследствие чего на рис. 6.3 занижено содержание SiO₂.

Существование зависимости содержания петрогенных элементов от глубины мантийной дифференциации пород позволяет предположить существование подобной зависимости и для эксгальционно-осадочных образований, в частности, железистых пластов. Состав последних должен определяться РТ-условиями дифференциации и коррелировать с составом «синхронных» магматических пород. Железистые пласты можно рассматривать как смесь силикатных пород и карбонатитов, включающих амфиболы (куммингтонит) и магнетит. Силикатные породы представлены железистыми кварцитами (Fe₃O₄ + SiO₂), которые от риолита отличаются полным отсутствием Al₂O₃ в составе, от коматиита (сурской структуры) отсутствием MgO. Карбонатные железистые пласты представлены магнезиально-железистыми карбонатами с магнетитом (Fe₃O₄ + (Mg,Fe)CO₃).

Образование железистого кварцита из железистого ортопироксена (вполне характерного для любого интервала глубин верхней мантии) в присутствии кислорода можно описать формулой из [106]:



На меньших глубинах повышается активность карбонатной фазы, происходит взаимодействие железа из силикатного расплава с образованием карбоната железа и кислорода



При высоких давлениях и температурах равновесие может смещаться влево. Карбонатный флюид остается в астеносфере (смесимость), а магнетит-силикатный расплав появляется на поверхности. Характерно, что отделение карбонатного расплава не происходит и на 100 км. Присутствие хлора и кислорода расширяет диапазон давлений, при которых карбонатный и силикатный расплав смесимы. Вправо равновесие смещается при $P \approx 1,5$ ГПа. Избыточный кислород связывается с углеродом (либо CO) и водородом с образованием воды. Это весьма схематичное описание, так как в расплаве астеносферного слоя железо присутствует в ионной форме или в виде комплексного соединения с хлором, CO_2 (в виде карбонат-иона) и т.д., а сам расплав является многокомпонентной системой.

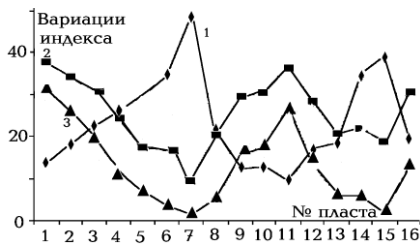


Рис. 6.4. График зависимости содержания железа от индекса сероцветности в железистых пластах первого и второго ярусов Сурской ЗКС по [11]. Среднее содержание железа в пласте (%) 1 - средний индекс сероцветности, 2 - общее содержание железа, 3 - магнетитовое железо.

Наличие корреляции состава железистых и вулканогенных пород, изменение их состава в процессе активизации выявлено в [11,137]. В этих работах И.Н. Бордуновым использованы индексы, отражающие формы нахождения железа в пластах. Индекс красноцветности (O) определен как отношение окисного железа, связанного в гематите и магнетите, к закисному железу магнетита, карбонатов, силикатов. Индекс сероцветности (M + C) является суммой магнезиальности и известковистости пород (отражает количество карбонатов ряда сидерит-магнезит и кальцит-магнезит). Индекс кремнеземистости (Si /FMC) определяет пропорции осаждения гелей кремния и химических соединений Fe, Mg, Ca (вычисляется по формуле $\text{SiO}_2/(\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MgO} + \text{CaO})$). Графическое изображение зависимости содержания железа, а также формы его нахождения в пластах ЗКС ПБ (рис. 6.4, 6.5) является отражением протекания глубинного процесса.

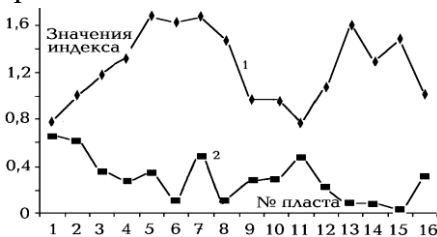


Рис. 6.5. График зависимости индексов кремнеземистости и красноцветности в железистых пластах первого и второго яруса Сурской ЗКС по [11]. Средние индексы: 1 - индекс кремнеземистости, 2 - красноцветности.

Изменения значений индексов отражают уменьшение общего количества выносимого железа, которое коррелирует с уменьшением содержания окисного железа от этапа к этапу (пласты 1-4, комплекс пород нижней амфиболитовой формации сурской свиты табл. 6.4). Наблюдается возрастание содержания карбонатной и силикатной составляющей по мере уменьшения глубины отделения железистых эксплозий (пласты 1-4).

Индекс кремнеземистости и доля карбонатного железа резко возрастают в коматиитовой формации (пласты 5-8). Несколько пиков индекса кремнеземистости говорят о неоднократном пополнении астеносферы с кровлей не глубже 50 км силикатным веществом. Максимальное содержание карбонатного железа сопряжено с появлением сульфидов (7), указывает на падение P (отделение карбонатной фазы) и кислую среду (восстановление серы). При сопоставлении последовательности изменения глубины кровли астеносферы и формы нахождения железа очевидно, что железо связывается с кислородом

СОСТАВ ПОРОД УЩ И ПРОЦЕССЫ ИХ ОБРАЗОВАНИЯ

(магнетитовое железо) на глубине 100 км и более. При постепенном подъеме кровли астеносферы железо также входит в состав карбонатов и силикатов, при этом его общее количество сокращается пропорционально количеству магнетитового. На 50 км преобладают магнезиально-железистые карбонаты (сопряженные с коматиитами) – увеличивается индекс сероцветности железистого пласта, а также вхождение в состав силикатов - возрастает индекс кремнеземистости. Пласт 9 фиксирует опускание кровли астеносферного слоя после формирования коматиитов, 10-й пласт – постепенный переход к верхней коматиитовой толще сурской свиты (второму ярусу по [11]). Индексы железистых пород пластов 11-16 показывают, что их формирование происходило в ходе подъема (150-100-50 км) - при формировании пластов 11-13, дифференциации на 50 км - (пласты 13, 15), опускания - (пласт 16). Значительные вариации индексов могут быть объяснены только вариациями давления на верхней кромке астеносферного слоя. Таким образом, изменение геохимических характеристик железистых пластов могут служить индикаторами давления на кровле астеносферного слоя.

Особенности химического состава железистых пластов проявляются в макроскопических характеристиках: цвете, размерности полосчатости, ее ритмичности, что делает возможным использование железистых пластов для определения глубины дифференциации расплава астеносферного слоя.

Для разделения пород Криворожско-Кременчугской зоны по глубине магмообразования можно пользоваться закономерностями, выявленными для архейских пород ПБ, которое в большой степени основано на использовании состава и индексов железистых пластов. Поскольку новые методические приемы не используются, отдельные отличия в индексах и появление специфических пород описано в тексте (см. ниже).

Рассмотрение хода активизации ПМ (изменения глубины кровли астеносферы) в протерозое базируется исключительно на составе магматических ультращелочных пород и карбонатитов Черниговского карбонатитового комплекса (ЧКК), а также пород Октябрьского массива. Трудность при разделении представляет отсутствие оливина во всех породах начального («геосинклинального») цикла. Только аналогии минерального и химического состава с составом пород герцинского Донбасса и ДДВ позволяют разделить образования ЧКК по глубине мантийной дифференциации. Поскольку флюидный режим дифференциации пород Донбасса и ЧКК сходен, разделение пород ЧКК по глубине кровли астеносферы можно проводить, основываясь на сопоставлении уровней дифференциации пород ПМ, Донбасса и ДДВ. Для подтверждения режима развития использованы и другие параметры, в частности - температуры метаморфических преобразований пород центральноприазовской серии.

Таблица 6.6. Сопоставление магматических пород геосинклинального режима Донбасса и ЧКК.

Глубина, км	Донбасс	Приазовье
200→150	Дуниты, пироксениты, слюдяные пикриты	Пироксениты
150→100 (?)	Камптониты	Эссекситы
100	Нефелиновые и псевдолейцитовые сиениты	Канадиты (нефелиновые сиениты) Севиты (карбонатиты)
50	Шонкинит, камптонит-диабаз-биотитовый камптонит.	Твейтозит-пироксениты, твейтозиты (щелочные шонкиниты), щелочные сиениты. Нордмаркиты и щелочные граниты Рингиты.
100	Андезит-трахиандезитовый комплекс	Щелочные сиениты

Таблица 6.7. Сопоставление магматических пород, образующихся при рифтовом режиме ДДВ и ЧКК.

Глубина, км	ДДВ	Приазовье
200→50	Кимберлитоподобные породы оливин-флогопитовые с мелилитом. Ультраосновные вулканогенные мельтейгиты, ийолиты, анкаратриты, пикритовые порфириды. Нефелин-, лейцит-содержащие базальты	Альвикиты, бефорситы (карбонатиты) Ультраосновные вулканогенные мельтейгиты, ийолит-мельтейгиты, оливинит-мельтейгиты Фоскориты (фосфаты) Кимберлитовые карбонатиты
100	Толейтовые базальты с плагиоклазом и ортопироксеном, андезиты, липариты	Щелочные сиениты пироксен-амфиболовые с кварцем ОМ

Вопросом остается глубина формирования эссекситов - баркевикит-эгирин-альбитовых пород с кальцитом, биотитом, апатитом. Эссекситы и альбит-баркевикитовые породы ранее рассматривались как результат дифференциации на глубине 150 км [138]. Петрохимические характеристики указывают на глубину дифференциации - 4,5 ГПа. Однако, концентрация железа и степень его окисленности - показатели, быстро реагирующие на изменение условий в очаге дифференциации, сближают их с канадитами - породами второго этапа развития. Минеральный состав (амфибол-альбит-пироксен и магматический кальцит) также точно не определяет глубины образования. Амфиболы в нейтральных и кислых условиях наиболее развиты на 100 км. С другой стороны избыток натрия, наличие смеси карбонатного и силикатного расплава указывают на глубину дифференциации 150 км. Возможно, аналогично тому, как пироксениты отделяются от астенолита непосредственно после подъема, являясь продуктом дифференциации больших глубин (200-220 км), так и эссекситы дифференцированы на глубине 150 км, а отделение произошло сразу после остановки астенолита на 100 км.

Рассмотренная методика позволяет решать многие задачи:

1. Определение глубины кровли астеносферы – восстановить историю глубинных процессов в регионе.
2. Проводить корреляцию разрезов разных структур (например, ЗКС ПБ) путем соотнесения пород, дифференцированных на одинаковой глубине.
3. Восстановить условия на верхней кромке астеносферного слоя (кислотность – щелочность, направление окислительно-восстановительных реакций), выявить особенности дифференциации пород региона — состав флюидов и мантийного субстрата, степень их обогащения и деплетирования после активизации.
4. Сопоставление комплексов пород одного региона, сформированных в процессе разных активизаций - проследить изменения, сделать выводы об эволюции состава астеносферного слоя.
5. Сопоставление состава магматических и эксгаляционных пород— выявить корреляции их составов, условий (P, T, концентрации элементов) и последовательность образования соединений - карбонатов, силикатов, а также последовательность их отделения от астеносферного слоя.
6. Поскольку физико-химические условия определяют возможность концентрации когерентных элементов в расплаве (сопутствующем ему флюиде), их выявление позволяет предсказать вероятность обнаружения полезных ископаемых в данном регионе.

6.4. Глубинные процессы в восточной части УЩ в докембрии.

Анализ глубинных процессов в восточной части УЩ предполагает выяснение относительного возраста пород каждой структуры и корреляцию разрезов разных

СОСТАВ ПОРОД УЩ И ПРОЦЕССЫ ИХ ОБРАЗОВАНИЯ

структурных зон. Обобщение данных об относительном возрасте по [11,125] и данных абсолютного возраста по [26,166,168] приведено в табл. 6.8.

В разных источниках (и даже в одном, например, [168]) определения абсолютного возраста докембрийских пород могут различаться до 0,1 млрд лет. Это естественные следствия погрешности методов датировки, а также минералообразования в наложенных процессах (метасоматической переработке и при гранитизации). Для нашей работы главной была последовательность событий, документированная разрезами ЗКС ПБ и ККЗ [11,125,137]. Все авторы выделяют в разрезе ЗКС ПБ нижнюю толеитовую толщу [10], сложенную преимущественно амфиболитами (метабазитовая формация по [11]), среднюю - существенно коматиитовую [10] (базит-ультрабазитовая формация по [11]), верхнюю - андезит-базальтовую туфолавовую [10] (спилит-кератофир-туфовая формация по [11]), которые образуют первый ярус по [11]. Выше залегает верхняя ультрабазитовая толща [10] (второй ярус по [2]).

Таблица 6.8. Этапы формирования (млрд. л назад) пород Криворожско-Кременчугской (ККЗ) и Орехово-Павлоградской зон (ОПЗ), Приднепровского блока (ПБ) и Приазовского массива (ПМ) УЩ [26, 166, 168].

Длительность	Структурные зоны			
	Криворожско-Кременчугская зона	Приднепровье	Орехово-Павлоградская зона Западное Приазовье	Восточное Приазовье
3,67	Амфиболиты саксаганской серии	Аульская серия (?) Гранулиты неясного возраста. Граниты днепропетровские	Новопавловский комплекс 3,67 (ультрабазиты, базиты, тоналиты). Граниты токмакские 3,7	Образование гранулитового фундамента и заложение ЗКС (?), подвергшихся анатектической, метасоматической и метаморфической переработке
3,35-3,07		Конская серия <u>Первый ярус</u> Метабазитовая (спилит-диабазовая) 3,37 Базит-офиолитовая (коматиитовая) 3,17 Граниты сурские (3,3-3,0) Спилит-кератофир-туфовая 3,14-3,07	Западноприазовская серия Осипенковская толща 3,36-3,32 (Сорокинская, Новогородская и др. ЗКС) Метабазиты, коматииты Косивцевской структуры. Граниты добропольские (3,3-2,8)	Старобогдановские сиениты
3,05-2,8		<u>Второй ярус</u> Верхняя коматиитовая толща Сурской структуры, спилиты, порфириты. Граниты сурские (3,0-2,8)	Плагииграниты шевченковского комплекса 2,89-2,96	
2,7-2,6 (?)	Криворожская серия	<u>Третий ярус</u> Белозерская серия. Гранитоиды мокромоссовские (2,7-2,6)	Плагииграниты осипенковской толщи 2,65	Формирование грабеноподобных структур (Гуляйпольская)
2,1-1,8		Токовские граниты 2,08 Малотерсянский массив щелочных пород	Черниговский комплекс ультращелочных пород 2,02-1,75 Салтычанские граниты	Центральноприазовская серия Ультрабазиты ОМ (?). Анадольские 2,06, хлебодаровские граниты 2,05

1,8-1,75		Малотерсянский массив щелочных пород	Кимберлитоподобные породы ЧКК	Южно-кальчицкие сиениты, щелочные сиениты ОМ, каменномогильские граниты
----------	--	--------------------------------------	-------------------------------	---

Однако, многие авторы настаивают на неправомерности корреляции разрезов структур северной (Сурской и Верховцевской) и южной (Чертомлыкско-Соленовской) частей ПБ из-за неравнозначности объемов матабазитовой и базит-ультрабазитовой формаций [125,168]. В предложенной схеме корреляции это не является препятствием, так как объемы пород - второстепенный признак. Главный - размещение кровли астеносферного слоя на каждом этапе, фиксируемое по факту появления пород, указывающих на глубину дифференциации. Последовательность появления ультраосновных и основных пород Чертомлыкско-Соленовского и Белозерского районов в разрезе (по [125]), позволяет сопоставить развитие юго-восточной части региона с северной.

Определения абсолютного возраста не характеризуют все структурные этажи ЗКС. В основании конкской серии залегают породы с возрастом 3,37 млрд лет, установлен возраст коматиитов - 3,17, пород метариодацитово-вой формации - 3,04-3,055 млрд. лет [166,168]. Белозерская и криворожская серии не датированы. В основании криворожской серии залегают породы с возрастом 2,67 млрд. лет. На западе Приазовского массива известны породы осипенковской свиты с возрастом 2,65 млрд. лет, которые могут быть синхронны белозерской серии.

6.4.1. Изменение глубины магматических очагов при формировании ЗКС ПБ. Для выяснения и сопоставления глубинных процессов под ЗКС ПБ по комплексу вулканогенно-осадочных пород рассмотрены стратиграфические разрезы каждой ЗКС (по [11,125]), выделены маркирующие горизонты (преимущественно вулканогенные породы), указывающие на условия мантийной дифференциации (см. табл. 6.4 и 6.5). Проведено определение глубины кровли астеносферы на каждом этапе процесса (РТ-условия). Результаты сопоставлены с составом железистых пластов по [11], которые также характеризуют глубину мантийной дифференциации (см. гл. 6.3). Затем проведено сопоставление разрезов ЗКС ПБ с учетом условий формирования пластов.

В результате можно выделить два цикла развития, поэтому принято разделение на два яруса, предложенное И.Н. Бордуновым в [11] (табл. 6.9, 6.10). Однако граница между ярусами для Чертомлыкско-Соленовской и Конкско-Белозерской структур не совпадают с выделенной в [11]. Третий ярус выделяется только в Конкско-Белозерской цепочке структур и в южной части блока (Чертомлыкско-Соленовская структура) и параллелизуется с криворожской серией на основе сходства породных ассоциаций [168] и близости времени появления.

В отличие от фанерозоя активные события в архее не группируются по 3 акта подъема глубинного вещества, разделенные значительными интервалами "тектонического покоя" (см. гл. 5). Единый цикл первого яруса включает как минимум 12-кратное пополнение астеносферы веществом и второго - 9-кратное. В это время (~2,8-3,4 млрд л назад) под территорией ПБ существует единый астеносферный слой с изменяющейся глубиной кровли.

Расплавы первого яруса матабазитовой и базит-ультрабазитовой формации северной части ПБ характеризуются нарастанием активности кислорода от этапа к этапу. И.Н. Бордунов относит их к единому «трансгрессивному циклу» [11]. При опускании кровли астеносферы во время формирования спилит-кератофир-туфовой формации наблюдается

СОСТАВ ПОРОД И ПРОЦЕССЫ ИХ ОБРАЗОВАНИЯ

инверсия флюидного режима: снижение рН среды и окислительного потенциала («регрессивный цикл»). При расположении кровли под корой вынесение активных компонентов флюидами и расплавами к поверхности максимально. Железистые пласты, формирующиеся из эксгаляций, отделившихся с глубины 50 км, содержат максимум карбонатной и силикатной составляющей, характеризуются высокой степенью окисления железа. Однако даже после этапа деплетирования не происходит кристаллизации астеносферы. Обогащение остаточных расплавов флюидом (соединениями кислорода, водорода, углерода и, возможно, азота) и базальтоидной составляющей (кремнеземом, глиноземом, железом, кальцием) обуславливает начало второго цикла активизации непосредственно после первого.

Таблица 6.9. Этапы развития Приднепровского блока (3,37-3,0 млрд. лет). Первый ярус.

Ассоциации пород ЗКС		Глубина, Км
Сурской	Верховцевской	
<i>Метабазитовая формация</i>		
Амфиболиты, эпидотизированные спилиты, альбит-эпидотовые сланцы (1)	Амфиболиты, спилиты, зеленокаменные кварц-хлоритовые туфосланцы	100
Магнетитовые кварциты красноцветной фации (2)	Хлорит-актинолитовые и карбонат-серпентин-тремолитовые сланцы	200 150
Амфиболиты. Амфибол-сидероплезит-магнетитовые кварциты сероцветной фации (3)	Альбит-роговообманковые спилиты	100
Магнетит-карбонат-тальковые и магнетит-серпентин-тальковые сланцы с хлорит-магнетит-сидероплезитовыми кварцитами (4) Серицит-кварц-карбонат-хлорит-альбитовые роговики	Хлорит-актинолит-тремолитовые, хлорит-карбонат-тальковые. Эпидот-карбонат-кварц-биотит-хлоритовые сланцы. Альбититы	50
Амфиболиты	Амфиболиты, эпидот-альбит-роговообманковые спилиты	100
<i>Базит-ультрабазитовая формация</i>		
Железисто-кремнисто-карбонат-хлорит-актинолитовые сланцы (пачка 1) (5) Серпентиниты, тальк-карбонатные (брейнеритовые) перидотиты (пачка 2) (6) Асбестоносные, магнетит-хлоритовые серпентиниты (пачка 3). Серпентиниты, тальк-магнезиты и хлорит-тальк-карбонатные породы с сульфидами железа и никеля (пачка 4) (7)	Кварц-альбит-хлорит-актинолит-эпидотовые сланцы. Тальк-карбонатные, тальк-серпентинитовые породы, хлорит-актинолитовые сланцы с сульфидами меди, кобальта Серпентиниты с медными, никелевыми, платиновыми и асбестоносными проявлениями. Тальк-карбонатные породы и серпентиниты с сульфидами никеля, меди, платины и др. Хризотил-асбест	50 ↑ 250
Амфиболиты (8), андезитовые порфириты (пачка 5)	Актинолитовые апоспилиты и актинолитовые зеленокаменные роговики	100
Жильные доломиты (пачка 6). Туфолавы ультрабазитов с литокластами, магнетит-хромитовые серпентиниты	Серпентиниты и тальк-карбонатные породы с гнездами никелистого талька	50 ↑ 250
Кератофиры	Актинолитовые апоспилиты. Альбититы с никель-кобальтовой минерализацией	100 50
<i>Спилит-кератофир-туфовая формация</i>		
Железисто-магнезиальные спилитовые роговики и зеленые сланцы (9), андезитовые порфириты. Кварцевые порфиры, альбитофиры	Актинолитовые спилиты и зеленые сланцы основного состава, кератофиры	100 50
Ассоциации пород ЗКС		
Чертомлыкско-Соленовской	Белозерской	
<i>Метабазитовая формация</i>		
<i>Нижняя чертомлыкская-амфиболитовая подсвита</i>	<i>Нижняя метабазитовая свита</i>	

ГЛАВА 6

Амфиболиты неизменные, эпидотизированные, биотитизированные	Амфиболиты вулканогенные	100
<i>Верхняя чертомлыкская сланцево-роговиково-амфиболитовая</i>	<i>Западная железисто-кремнисто-метабазитовая свита</i>	
Пластовая залежь ультрабазитов	Амфибол-магнетитовые роговики и тальк-хлорит-актинолитовые сланцы 1-й железистой пачки	200 150
Амфиболиты (3 пачки)	Амфиболиты, гранат-амфиболовые роговики пестроцветной фации	100
Актинолит-тальковые породы с карбонатом, хлоритом, магнетитом. Биотит-кварцевые роговики (пачки 4 и 5)	Тальк-хлорит-актинолитовые сланцы, железисто-силикатные роговики	50
Амфиболиты окварцованные (пачка 6)	Амфиболиты окварцованные	100
<i>Базит-ультрабазитовая формация</i>		
Магнезит-тальковая порода (пачка 6)	Пирохлорит-тремолитовые, карбонатно-прохлорит-тальковые сланцы 2-й пачки нежелезистых пород. Талько-магнезиты	50 ↑ 250
Амфиболиты, сланцы хлорит-роговообманковые и биотит-хлорит-плагиоклаз-кварцевые (пачки 7, 8)	Амфиболиты окварцованные, биотитизированные, эпидотизированные	100
Пласт ультрабазитов хлорит-актинолитовых и хлорит-тальк-актинолитовых (пачка 9)	Породы 2-й железистой пачки <i>Зеленосланцево-порфировая свита</i> Прохлорито-тремолитовые сланцы	50 ↑ 250
Гранат-плагиоклаз-хлорит-роговообманковые сланцы. Олигоклазиты	Эпидиабазы, спилит-порфириты, андезит-порфириты, альбит-кварцево-серицит-хлоритовые сланцы. Кварц-серицитовые сланцы, кератофиры вулканогенно-сланцевой свиты	100
<i>Спилит-кератофир-туфовая формация</i>		50
Кератофиры. Спилиты, амфиболиты		100 50

В скобках приведены номера железистых пластов, соответствующие рис. 6.4, 6.5.

Знак «→» обозначает, что породы появляются непосредственно после изменения расположения кровли астеносферного слоя.

.Таблица 6.10. Этапы развития Приднепровского блока УЩ (3,0-2,8 млрд лет).
Второй ярус.

<i>Ассоциации пород ЗКС</i>		Глубина, км
<i>Сурской</i>	<i>Чертомлыкско Соленовской</i>	
<i>Туфо-железисто-кремнистая</i>	<i>Железисто-роговиково-сланцевая</i>	
Кератофиры и альбитофиры, Порфирит-празиниты, эпидиабазы (10)	Туфосланцы кислого состава	50-100
Карбонат-хлорит-тальковые и хлорит-актинолитовые сланцы. Альбит-хлорит-серицитовые, кварц-серицит-хлоритовые (11)	Кварц-тальк-хлоритовые сланцы, хлорит-магнетит-карбонатные роговики. Сланцы кварц-серицитовые с хлоритом, биотитом, карбонатом, плагиоклазом	150
<i>Порфиритовая формация</i>		
Эпидиабазы, авгиитофирные и плагиофирные празиниты (12)	Апоспилиты, апокератофиры, зеленокаменный апотуф. Хлорит-кварц-биотит-плагиоклазовые породы	100
Карбонат-хлорит-тальковые, хлорит-актинолитовые сланцы. Карбонат- альбит-хлорит- актинолит –кварцевые сланцы (13)	Хлорит-актинолитовые, биотит-карбонат-хлорит-тальковые сланцы. Олигоклазит Актинолититы, карбонат-тальковые и хлорит-тальковые роговики. Альбитит	50
Порфириты авгиитофирные, плагиофирные, андезитовые, эпидиабазы (14)	Апоспилиты и кератофиры	100

СОСТАВ ПОРОД И ПРОЦЕССЫ ИХ ОБРАЗОВАНИЯ

Порфирит-ультрабазитовая формация Карбонат-хлорит-тальковые, хлорит-актинолитовые сланцы. Колчеданы (15)	Хлорит-карбонат-тальковые роговики	50
Авгитофировые плагиофировые и андезитовые порфирит – празиниты	Биотит-кварц-хлорит-альбитовые андезитовые порфириты, апоспилиты, апокератофиры	100
	Тальк-хлорит-карбонатный сланец	50
	Кератофиры с прожилками кальцита	100

В скобках приведены номера железистых пластов, соответствующие рис. 6.4, 6.5.

Определение РТ-условий дифференциации расплавов, появляющихся на каждом этапе развития ЗКС ПБ, позволило установить размещение кровли астеносферы на каждом этапе активизации и сопоставить породы всех структур ПБ.

6.4.2. *Изменение концентрации активных компонентов и химические реакции в астеносферном слое при формировании ЗКС ПБ.* Помимо давления и температуры на кровле астеносферного слоя при формировании магматических и эксгальционно-осадочных пород определяющим фактором являются концентрации активных элементов и соединений, определяющих рН и Eh в расплавах-растворах астеносферного слоя. Кислотность-щелочность и окислительно-восстановительный потенциал оказывают решающее влияние на направление протекания химических реакций и их результат - состав соединений (минеральных видов) появляющихся на поверхности. Предстоит решение обратной задачи — восстановление состава расплава астеносферного слоя по составу комагматических серий на поверхности. Установление цепочки последовательных реакций в астеносферном слое на каждом этапе (при постоянном давлении) характеризует изменение состава реагентов в процессе дифференциации расплава.

1. Соответствие содержания петрогенных окислов в породах Сурской структуры результату плавления лерцолита (см. рис. 6.3)]. Наиболее проявлено для MgO. Для фанерозойских пород (рис 6.2) - в 2-3 раза меньше. Содержание железа в вулканогенных породах несколько выше, хотя большая часть железа концентрируется в железистых пластах. Наблюдается дефицит Na₂O и K₂O и соответствие Al₂O₃. Сочетание этих характеристик объясняется высокой активностью кислорода и (или) присутствием катализаторов - Ag, Pt. Содержание CaO возрастает с уменьшением давления - сказывается влияние CO₂.

2. Состав железистых пластов ЗКС ПБ. Их формирование (см. гл. 6.3) и состав помимо избыточного содержания железа объясняется присутствием свободного O₂, H₂O, SiO₂, CO₂ в астеносфере. При меньшей активности кислорода углерод и СО будут восстанавливать окислы железа. Степень окисления углерода при постоянном давлении зависит от температуры, при высоком давлении - от объемного эффекта реакции. При P ≥ 4,5 ГПа кислород окисляет железо и соединяется с кремнием. Возможно, в случае высокой активности кислорода окисляется и железо, отделяющееся с флюидной фазой, и углерод, который смесим с силикатным расплавом при высоких давлениях. Смесимость карбонатной и силикатной фаз повышается в присутствии Cl⁻ в расплаве [106]. При понижении давления до 3 ГПа образуются смешанные железистые породы - магнетит-сидероплезитовые кварциты. Крайне высокая фугитивность кислорода - необходимое условие формирования высокомагнезиальных коматиитовых и брейнеритовых пород (базит-ультрабазитовой формации) при P ≈ 1,7 ГПа. Общая железистость понижается. Необыкновенно высокие содержания MgO (до 40%) в силикатной и карбонатной лавах коррелируют с максимальным содержанием и карбонатного, и гематитового железа (пласт 7 на рис. 6.4, 6.5). В коматиитах и сопряженных с ними серпентинит-брейнеритовых породах глинозем, щелочи и кальций практически отсутствуют. Эти элементы не активны при нагревании в атмосфере

водяного пара [24], что также указывает на высокую фугитивность кислорода.

3. Карбонатная составляющая присутствует во всех породах ПБ. В породах матабазитовой формации первого яруса карбонаты входят в состав железистых и вулканогенных пород, во время формирования коматиитовой (базит-ультрабазитовой) формации формируются карбонатитовые слои, а железистые породы представлены магнетит-карбонатными роговиками.

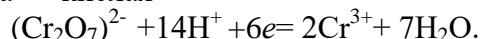
В карбонатитах присутствует до 25% SiO₂ [137], что объясняется присутствием в карбонатитовом расплаве хлорид-ионов и экстракцией ими кремния из расплава. Особенность карбонатитов ПБ - распределение катионов (Mg и Fe²⁺) между водно-силикатной и карбонатной частью - практически 1:1 [137], что также связано с присутствием хлора и кислорода. В глубинном источнике происходит разделение на водно-силикатную и карбонатную фазы по плотности при снижении давления (подъеме на 50 км).

4. На высокую активность кислорода и кислую среду формирования расплава на кровле астеносферы указывает и отсутствие в породах ЗКС ПБ фельдшпатоидов, доломита. Кальцит и альбит встречаются только в матабазитовой формации. Среди метаморфических пород не встречаются минералы, обогащенные глиноземом. Хлорит и редкий эпидот - максимально глиноземистые минералы. Полное отсутствие графита, т.к. весь углерод сосредоточен в карбонатах в окисленной форме.

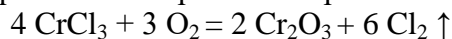
5. Многократно упоминалось о своеобразии ассоциаций полезных ископаемых, связанных с ЗКС [24,81]. Кроме железистых пластов, которые образуются на всех этапах развития, их основная часть связана с коматиитами, формирующимися под корой (P ≈ 1,7 ГПа). Появление полезных ископаемых на поверхности связано с экстракцией определенных элементов из кристаллического вещества мантии в процессе плавления; вхождением их во флюидно-расплавную фазу, осаждением из расплавов и гидротермальных растворов и закреплением на поверхности при падении температуры. Т.е. обусловлено процессами в астеносфере.

В ЗКС активны металлы, образующие комплексные соединения с Cl⁻, OH⁻, H₂O, CN⁻, NH₃⁻. Состав комплексного соединения зависит от давления и кислотности, окислительных условий на кровле астеносферы.

Хромиты. Для попадания хрома в расплав (разрушения связей в соединениях, содержащих в составе хром) необходимо присутствие хлора и паров воды (в поверхностных условиях) [150]. Для формирования хромита окислительно-восстановительные условия должны быть близки к таковым для реакции: O₂ + 4H⁺ = 2H₂O; среда — кислая

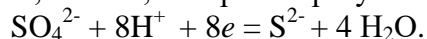


(Все окислительно-восстановительные реакции приведены по [57]). Образование хромитов, как правило, происходит в процессе ликвации недифференцированного ультраосновного расплава при максимальной активности кислорода.



(Химические реакции приведены по [150]).

При понижении фугитивности кислорода вследствие отвода окисленных соединений к поверхности, в составе магм и эксгаляций остаточных расплавов, формируются *сульфиды* никеля, железа, которые образуются в кислой среде при меньшей активности кислорода:



Восстановление серы может происходить при образовании I₂ и Br₂. Однако главный вклад в создание кислых условий на кровле астеносферы, по всей видимости, вносят хлорид-ионы. Присутствие хлора однозначно фиксируется набором элементов, наличие которых в гидротермальных флюидах связывается с перенесением их в форме хлоридных комплексов - элементов группы железа и др..

Кислые условия в остаточных расплавах не обязательны для всех ЗКС. Так, ЗКС Зимбабве, ЮАР, Индии характеризуются наличием барита [81,116]. Сера в окисленной форме присутствует в щелочной среде.

Объяснение появления сульфидов фракционированием с участием бактерий (биохимическим фактором) из сульфата морской воды для условий архея представляется натянутым. Существование в архее (для ПБ 3,1 млрд. лет) бактерий в большей мере требует доказательства, чем восстановление серы вследствие окисления, например, галогенов, формирования новых комплексных соединений (сульфидов) в новых условиях (кислой среде), то есть химических реакций в астеносфере. Кроме того, описание «в разделяющей толще ультраосновных пород мощностью 300-500м серпентиниты перемежаются залежами талько-магнезитов и хлоритовых тальк-карбонатных пород, несущих железо-никельколчеданную минерализацию» ([137], с. 80) не позволяет предположить условия, благоприятные для жизнедеятельности бактерий. Температуры магм, формирующих серпентиниты, на изливе крайне высоки (до $\geq 1750^\circ\text{C}$). Сами сульфиды никеля образуются при температурах $\approx 500^\circ\text{C}$ [25]. Поэтому более вероятным объяснением появления слоев сульфидов (в том числе, никеля), перемежающихся с коматиитовыми и карбонатитовыми лавами, кажется ликвация на частично смесимые силикатную, карбонатную и сульфидную фазы, концентрирующую железо и никель, при падении давления до 1,7 ГПа с последующим появлением их на поверхности. Подобные включения флюидов изучены в минералах базальтоидных лав вулкана Этна и состоят из CO_2 , H_2O , H_2S в соотношении 87,2-12-0,8%. При этом сульфидная сера образует глобулы в расплавных включениях - «моносulfидный ликвант», а еще одним компонентом расплава является хлор [128]. В пользу отделения несмешиваемого сульфидного расплава от первичной ультраосновной магмы свидетельствуют как первично магматические структуры медно-никелевых сульфидных руд, так и изотопный состав серы, указывающий на мантийный источник [81].

Месторождения Pt и Au (например, стратиформные месторождения Родезии) образуются вследствие осаждения металлов из комплексных соединений типа $\text{Au}(\text{HS})^-$, $\text{Au}(\text{AsS}_3)^{2-}$, либо $\text{Au}_2\text{Cl}_6(\text{HCl})_2$ [116] в нейтральной среде. При их экстракции в расплавы астеносферного слоя окислительный потенциал должен быть высоким, среда - кислая ($\text{pH} > 6$). Возможно, это указывает на присутствие соединений азота - нитратов в флюидной фазе расплавов. Роль соединений азота, как и соединений углерода, водорода, кислорода, заключается в буферировании условий в астеносфере. Поскольку азот практически полностью концентрируется в атмосфере, его участие в дифференциации расплавов трудно отследить.

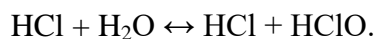
6. Для всех ЗКС мира характерны метаморфические изменения зеленосланцевой и амфиболитовой фации (схемы реакций - в гл. 6.3). Архейские парагенезисы соответствуют фанерозойским, но сформированы в условиях избытка воды, углекислоты и кремнезема.

Все перечисленные признаки могут наблюдаться только при высокой фугитивности кислорода в астеносфере, более высокой, чем в экспериментах [70], т.к. природная система открыта и формирующиеся окисленные флюиды и расплавы отводятся с кровли астеносферы к поверхности. Необходим постоянный приток кислорода и его соединений к верхней кромке астеносферного слоя. Именно наличие свободного кислорода, который окисляет и железо, и углерод, и водород, определяет своеобразие пород ЗКС. Вода, углекислота и другие соединения, вызывающие преобразования пород и гранитизацию, поступают из астеносферы вместе с расплавами и эксгаляциями, и наложены на остывающие (вулканогенные, эксгаляционные) породы, пропитывают первично осадочные. Принято считать, что подушечные лавы спилитов образуются при излиянии в подводных

условиях. Исследования Х.С. Смита, Дж.Р. О'Нила, А.Дж. Эрланка [24], показали, что изменения вызваны присутствием в магме воды и углекислоты (последней - в меньшей степени). В пробах из краевых и центральных частей подушек группы Онвервахт (Барбетон, ЮАР) систематического изменения в содержании воды не наблюдается, что необъяснимо, если вода поступает извне. В части подушек ядро содержит в полтора раза больше воды, чем край, от центра к краю понижаются содержания S и Cu, Fe²⁺, которые вместе с водой в форме хлоридных комплексов удаляются из расплава при остывании на поверхности. Краевые и центральные части подушек имеют одинаковый изотопный состав кислорода — гидротермальные флюиды были в равновесии со всей подушкой, δO¹⁸ около 5,9-7,3‰. «Детальное моделирование вариаций δO¹⁸ в коматиитовых лавовых потоках показало, что в гидратации лав при температурах 240-450°C главную роль играли магматические или ювенильные воды (δO¹⁸ от 5 до 7)» [24, с 148]. Присутствие морской воды (с δO¹⁸=0) не отрицается, ее взаимодействие с ювенильной могло происходить при температуре около 130°C. «Возможным источником воды этих флюидов могли быть глубинные воды мантии» [24, с.148]. Это приводит авторов к выводу, что 3,5-2,7 млрд. лет назад существовали глубинные флюиды («мантийные воды»), вызывавшие изменение лав зеленокаменных поясов, которые были в равновесии с мантийными минералами при высоких температурах.

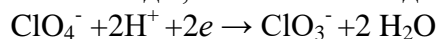
Изотопный состав кислорода воды, вызывающей зеленокаменные изменения подушечных (толеитовых) базальтов - 6,6‰, коматиитов - 5,2‰, в породах группы Онвервахт и в [116]. Изотопный состав кислорода минералов коматиитов пояса Барбетон и аналогичных пород блока Йилгарн (Австралия) - δO¹⁸ ≈ 3,6- 7,1‰ [116].

Кислые условия в астеносфере в большой степени обеспечиваются ионами Cl⁻. Помимо влияния хлора на pH среды его присутствие способствует увеличению растворимости воды в силикатном расплаве [106], а также смесимости силикатного и карбонатного расплавов. Хлор выступает в качестве комплексообразователя. Его соединения способны связывать и высвобождать воду.



Если реакция происходит в PT-условиях поверхности, присутствуют все четыре компонента, соотношение между которыми определяется концентрацией соляной кислоты и воды. В условиях мантии определяющими факторами являются давление и температура, количество водорода, кислорода, хлора.

Хлор способен образовывать кислородные соединения — кислородсодержащие кислоты, в которых он может находиться в разных степенях окисления. Таким образом, присутствие Cl⁻ обеспечивает возможность для отсоединения и присоединения кислорода и водорода - буферирования окислительных условий. Восстановление хлора сопровождается выделением воды, окисление - выделением H⁺ в раствор, формированием кислой среды.

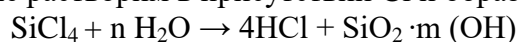


В зависимости от соотношения свободных протонов (H⁺) и электронов (e) — окислительно-восстановительного потенциала - хлор может присоединять электроны — восстанавливается до ClO₃⁻, ClO₂⁻, ClO⁻, Cl⁻, при этом выделяется вода. При увеличении давления и повышении температуры (при P= 4,5-6 ГПа) направление реакций может быть обратное.

В присутствии хлора возможны превращения



Подобные реакции объясняют появление гранитизирующих флюидов (алюминий также растворим в присутствии Cl⁻ и образует с ним комплексные соединения). А реакция



объясняет появление антофиллит-асбестов при дифференциации коматиитовых расплавов.

Фанерозойские расплавы, дифференцированные с участием хлорсодержащего флюида, обогащены калием, а докембрийские (протерозойские) - железом. В архее на ПБ наблюдается сопряжение высокой активности кислорода и присутствие хлора, при очень незначительном — фтора в остаточных силикатных расплавах. Поэтому щелочи (в том числе К) мало подвижны. Хлорсодержащие флюиды экстрагируют и переносят железо. В тех случаях, когда образуется вода – среда приближается к нейтральной.

Выводы. Для условий формирования пород первого яруса ЗКС ПБ характерна дифференциация расплавов при высокой активности кислорода и кислая среда на кровле астеносферы. Повышается фугитивность кислорода и кислотность среды от metabазитовой к базит-ультрабазитовой формации в трансгрессивной части цикла по [11]. Флюиды, отделяющиеся от астеносферного слоя, содержат окислы железа, кремния, углерода, водорода, а также сульфид- и хлорид-ионы. После их отделения появляются дифференцированные расплавы, сформированные в условиях, более близких к нейтральным (спилит-кератофир-туфовая формация). Процесс, определяющий формирование ЗКС ПБ – окисление. Именно обилие кислорода приводит к отсутствию андезитов, полярности дифференциации архейских расплавов. Избыток кислорода определяет кинетику реакций, происходящих в астеносфере, повышение степени плавления, обилие и своеобразии вулканогенных и эксгаляционных пород, в том числе железистых слоев.

Эти тенденции, наиболее ярко проявленные в первом ярусе, прослеживаются и во втором, однако постепенно намечается уменьшение влияния кислорода. В силикатных слоях происходит смена водосодержащих железисто-магнезиальных спилитов и зеленых сланцев железисто-известковыми авгитофировыми, плагиофировыми празинитами, образованными в более «сухих» условиях, при большей активности CO_2 и H_2O . Породы, возникшие из магмы, дифференцированной на 150 км, содержат тальк (а не серпентин). Постепенно кроме актинолита и тремолита в туфосланцевых пластах появляется роговая обманка. Кислород связывается в силикатную часть, появляются слюды (серицит, биотит), шире представлены плагиоклазы (альбит). Появление минералов, содержащих щелочи и кальций, гранатов отражает изменение соотношения свободный кислород/ галогены.

В породах второго яруса, дифференцированных аналогично коматиитовой формации первого, крайне редки серпентиниты. Ультрабазиты второго яруса также высокомагнезиальные, но если содержание MgO в серпентинитах первого яруса Сурской структуры 39,97 %, то во втором - до 36,2%, однако подобные карбонат-серпентин тальковые породы крайне редки. В большей части карбонат-хлорит-тальковых и карбонат-хлорит-актинолитовых сланцев – содержание MgO меньше 24%. Максимальны содержания MgO в серпентинитах, содержащих структурную воду. Обогащение водой коррелирует с максимальным содержанием магния, экстракция которого осуществляется в присутствии свободного кислорода, что также подтверждает образование воды в процессе дифференциации пород в мантии (на 50 км)..

6.4.3. Изменение глубины магматических очагов при формировании ККЗ и третьего яруса ЗКС ПБ. После формирования второго яруса в Сурской структуре развитие закончено, а на юге территории (в Чертомлыкско-Соленовской структуре) и в бортовых зонах - Криворожско-Кременчугской и в Белозерской - продолжается.

«Развитие (3,5-3,3 млрд. лет) зеленокаменных структур мира происходило на платформах или в мелководных впадинах с ровным или отрицательным рельефом в условиях слабого растяжения. Древние зеленокаменные породы платформенной фазы накапливались в очень мелководной среде, более молодые зеленокаменные породы платформенной фазы (3,0-2,7 млрд. лет) формировались в более глубоководных

бассейнах...Максимум оруденения, сопряженного с зеленокаменным вулканизмом, приходится на поздний архей (2,8-2,7 млрд. лет), когда возникли крупные линейные рифтовые зоны. ...Формирование мощных толщ вулканитов, в том числе коматиитов и кислых пород в быстро погружавшихся глубоководных трогах, а также последующий метаморфизм и деформации этих толщ, привели к наложению магматической, вулканогенной и метаморфогенной минерализаций. В древних комплексах стадия развития зеленокаменных прогибов может быть представлена более мелкими грабенами, заполненными преимущественно осадочными породами» [24, с.98]. Два этапа, в течение которых формируются спилиты, коматииты и кератофиры в платформенных условиях, сменяются образованием в бортовых зонах грабенов, которые заполняются осадками, вулканогенными породами, но в большей степени эксгалиационно-осадочными образованиями. Разрезы Белозерской структуры и ККЗ характеризуются наличием специфических железисто-кремнистых ассоциаций пород - джеспилитовой формации, образующей продуктивные слои, закономерно появляющиеся в разрезе. Происходит изменение тенденции развития, проявляемое как в геологическом строении региона, так и в характерных ассоциациях пород. Здесь, как на Приазовском массиве, широко представлены породы, являющиеся продуктом кристаллизации флюидно-силикатной фазы, что также

указывает на кардинальное изменение условий дифференциации в мантии.



Рис. 6.6. График зависимости содержания железа от индекса сероцветности в железистых пластах Кременчугского района (третий ярус) по [11]. Среднее содержание железа в пласте (%) 1 - средний индекс сероцветности, 2 - общее содержание железа, 3 - магнетитовое железо.

Вулканогенные породы ККЗ и Белозерской структуры сходны с вулканогенными породами первых двух ярусов, в железистых пластах часто присутствуют минералы, являющиеся индикаторами давлений на верхней кромке астеносферного слоя. Протекание активизации в ККЗ уверенно диагностируется по составу железистых пластов (рис. 6.6, 6.7) и подтверждается составом сланцевых (табл. 6.11). Минералогические характеристики пород приводят к выводу, что



Рис. 6.7. График зависимости индексов кремнеземистости и красноцветности в железистых пластах Кременчугского района (третий ярус) по [11]. Средние индексы: 1 - индекс кремнеземистости, 2 - красноцветности.

сланцы и железистые пласты, объединенные в одну пачку в [58], образованы в разных условиях. По глубине дифференциации в мантии сланцам соответствуют железистые пласты предыдущей пачки. Схема развития базируется на разрезе Кременчугской и Криворожской структур. Породы ККЗ и Белозерской структуры, дифференцированные на одинаковой глубине, появляются в одинаковой последовательности и уверенно сопоставляются. В Белозерской структуре породы железисто-кремнисто-сланцевой свиты надстраивают разрез, являясь третьим ярусом, в ККЗ в основании залегают амфиболиты, которые одни авторы относят к аульской серии, другие - метабазитовой формации первого яруса [168]. Это делает вероятным (но не обязательным) синхронное протекание процессов.

СОСТАВ ПОРОД УЩ И ПРОЦЕССЫ ИХ ОБРАЗОВАНИЯ

Таблица 6.11. Этапы развития Криворожско-Кременчугской и Белозерской структур Украинского щита.

Ассоциации пород		Глубина, км
<i>Криворожско-Кременчугская зона [137]</i>	<i>Белозерская структура [125]</i>	
<i>Криворожская и Анновская структуры</i>	<i>Железисто-кремнисто-сланцевая свита</i>	
<i>Нижняя аркозо-филлитовая свита</i>	<i>Роговиково-сланцевая подсвита</i>	
Тальк-карбонатный слой	Серпентинизированные перидотиты и пироксениты, тальк-карбонатные породы, серпентиниты.	200
Покровы тремолитизированных пикритов. Хлорит-биотитовые сланцы с гранатом, серицитом, куммингтонитом, графитом. Магнетит-куммингтонитовые джесперы с яшмовыми слоями	Кварц-хлоритовые, карбонат-кварц-магнетит-хлоритовые и сланцы	150
Покровные эпидиабазы, альбит-эпидотовые амфиболиты, кварц-роговообманковые эпидотизиты <i>Скелеватская свита</i> Графитит-хлорит-серицитовые, биотит-кварц куммингтонитовые сланцы	Очковые альбито-серицито-кварцевые апокератофиры, хлорит-эпидот-актинолитовые сланцы (апоспилиты)	100
<i>Саксаганская свита</i>	<i>Железисто-кремнистая подсвита</i>	
Хлорит-тальковые сланцы с тремолитом и доломитом. Силикат-магнетитовые и магнетит-силикатные джеспилиты, силикат-магнетит-гематитовые, гематит-магнетитовые джеспилиты продуктивной толщи	Хлорит-карбонат-магнетит-кварцевые роговики. <i>Джеспилитовая формация</i> Рудные магнетито-кварцевые, железно-слюдково-магнетитовые слои. Присутствуют эгирин, рибекит	50
Куммингтонитовые слои с магнетитом, альбитом, магнезиальной железистой слюдой. Эгирин-магнетитовые и гематит-магнетитовые джесперы	<i>Верхняя роговиково-сланцевая подсвита</i> Кератофиры, кератоспилиты, стипльномелановые роговики	100
Карбонатизация. Слои магнезиальных куммингтонит - магнетитовых и магнетитовых джесперов. Железисто-силикатный метасоматоз	Хлорит-карбонат-магнетит-кварцевые сланцы. Железисто-силикатно-карбонатно-кремнистые роговики	50
Кварц-куммингтонит-биотит-карбонатные слои со стипльномиланом, магнезиально-железистой слюдой. Магнетит -куммингтонитовые железистые слои со щелочным амфиболом.		100
	Кварц-хлоритовые, кварц-магнетит-хлоритовые, кварц-хлоритовые роговики	150
<i>Верхняя свита (Гданцевская)</i>	<i>Зеленосланцево-метабазитовая</i>	
Безрудные кварциты Метаконгломераты, метапесчаники, железистые	Прохлорит-тремолитовые сланцы	150
Хлоритовые сланцы	Амфиболиты, аподиабазы, апокератофиры, зеленые сланцы	100
Хлорит-биотитовые с графитом и карбонатами, кварц-карбонатные породы		50
Кварц-силикат-карбонатные породы, кальцитовые и дромитовые мраморы	Эпидиабазы	100
Мусковитовые, графитистые и кварц-хлоритовые сланцы		150
Ассоциации пород		
<i>Криворожско-Кременчугская зона [137]</i>		
<i>Первая Кременчугская свита</i>		
<i>Нижняя подсвита</i>		
Хлорит-тальковые сланцы. Железистые пласты с хлоритом и гематит-содержащие (1-3)		200
Биотит-хлоритовые с гранатом сланцы Хлоритовые сланцы		150
Сине-краснополосчатые с гематитом и слюдкой джеспилиты (4)		100
<i>Средняя подсвита</i>		

ГЛАВА 6

Хлоритовые сланцы с сидероплезитом и доломитом. Сидероплезит-магнетитовые джесперы и яшмо-сланцы Сидероплезит-хлоритовые и биотит-куммингтонитовые сланцы (5-7). Железисто-альбитовые туффиты	50
Тюрингит-карбонатные джесперы. Сидероплезит- и куммингтонит-хлоритовые сланцы с графитом (8)	100
Брейнерит-анкеритовые джесперы, с магнетитом и куммингтонитом. Колчеданы (9)	50
Кварц-графит-биотит-хлоритовые и кварц-серицитовые. Амфиболиты. Магнетит-эгириновые и магнетит-рибекитовые железистые джесперы (10)	100
Магнетит-сидерит-биотит-хлоритовые сланцы, магнетит-сидероплезитовые джесперы (11)	150
<i>Вторая кременчугская свита</i>	
Базальные конгломераты. Хлорит-магнетитовые джесперы, биотит-хлоритовые сланцы (12)	150
Хлорит-магнетитовые джесперы. Гематит-магнетитовые и сине-краснополосчатые джеспилиты (13)	100
Сидероплезит-хлоритовые, магнетит-куммингтонитовые, биотит-хлоритовые и хлоритовые сланцы Магнетит-тюрингит-пистомезитовые (анкеритовые) джесперы и яшмо-сланцы (14)	50
Серо-краснополосчатые джеспилиты. Хлоритовые и биотит-хлоритовые сланцы (15)	100
Хлорит-магнетитовые и гематит-магнетитовые джеспилиты (16)	150

В скобках приведены номера железистых пластов, соответствующие рис. 6.6, 6.7.

Присутствие хлорит-талковых пород в Кременчугской структуре и пикритов – в Криворожской, преобладание окислов железа над карбонатами определяет положение кровли астеносферы на 200, а затем на 150 км. При формировании 4-го железистого и сопутствующих вулканогенных и сланцевых пластов [58] сине-краснополосчатые джеспилиты появляются во всей ККЗ. Выше залегают спилиты (амфиболиты) с альбитом и эпидотом (глубина дифференциации 100 км), затем графит-содержащие и яшмовые прослои.

При сохранении общих тенденций распределения железа, кремнезема, карбоната в породах от давления в очаге мантийной дифференциации, выраженных в обратной корреляции индексов сероцветности и железистости при прямой - сероцветности и кремнеземистости, очевидно общее изменение рисунка индексов железистых пластов по сравнению с первыми двумя ярусами (рис. 6.6, 6.7).

Состав сидерит-доломитовых слоев (5-7 пласты на рис. 6.6, 6.7) свидетельствует о подъеме кровли астеносферного слоя на 50 км. Породы, в том числе карбонатные, содержащие повышенные концентрации магния, во всех случаях связаны с поступлением под кору глубинного вещества и резким снятием давления – скачкообразным повышением степени плавления. При высокой фугитивности CO_2 на поверхности появляются карбонатиты. Именно на этом этапе формируется продуктивная железистая толща. Окисленные флюиды, отделяющиеся от астеносферы, образуют ореол флюидно-термального воздействия. Как правило, его мощность около 50 км. В условиях постепенного подъема кровли астеносферы на каждом этапе происходит накопление и переотложение соединений железа в мантии в виде окислов и силикатов. При размещении кровли под корой флюиды достигают поверхности, образуя слои джеспилитов и джесперов.

При формировании туфосланцевых пластов пачки 7 и железистых — пачки 8, происходит опускание кровли до 100 км. Появление амфиболитов с альбитом и графитом свидетельствует о колебаниях кислотности-щелочности от слабо кислых при формировании куммингтонита до щелочных при возникновении альбит- и графит-содержащих слоев. 9 пласт формируется при подъеме глубинного вещества на 50 км - карбонатные породы представлены брейнерит-анкеритовыми джесперами. Карбонаты подобного состава в первом и втором ярусах ассоциируют с серпентинитами (коматиитами), поступающими с 250 на 50 км. При образовании железистых и силикатных слоев следующих этапов кровля астеносферы погружалась (табл.6.11).

Вторая кременчугская свита незначительной мощности возможно связана с процессом

западнее ККЗ, который можно характеризовать по составу железистых пород.

Железистая кремнисто-сланцевая свита Белозерской структуры, представляющая третий структурный ярус, уверенно сопоставляется по расположению в разрезе и составу железистых пластов с породами ККЗ (табл.6.11). Высокие содержания щелочей, рибекит-альбит-эгириновые роговики, рудные карбонатные породы с эгирином в железисто-кремнистой подсвите Северного участка говорят о сходстве условий дифференциации – повышении щелочности на кровле астеносферы.

Сланцевые подсвиты Чертомлыкско-Соленовской структуры (мощностью 1-1,5 км) представленные апоспилитами, кварц-серицитовыми сланцами, прослоями ультрабазитов, фиксируют неоднократное изменение глубины кровли астеносферы, возможно, сходное с происходившим под Белозерской структурой.

6.4.4. Изменение концентрации активных компонентов и химические реакции в астеносфере при формировании ККЗ и третьего яруса Белозерской структуры. Формирование пород более ранних этапов происходило в условиях избытка здесь воды, нейтрализующей влияние на условия дифференциации как кислотных, так и щелочных соединений. Особенности состава пород ККЗ:

1. Появление новых минеральных видов (в первую очередь щелочных пироксенов и амфиболов).

2. Изменение зависимости значения индекса красноцветности железистых пластов от давления. Максимальные значения для магм, дифференцированных на 100 км. Общее понижение доли карбонатного железа в пластах (уменьшение индекса сероцветности), падение кремнеземистости железистых пластов. Железо присутствует в окисленной форме, а углерод — в восстановленной.

3. При формировании 4-го железистого и сопутствующих вулканогенных и сланцевых пластов (глубина дифференциации - 100 км) в разрезах всех структур ККЗ (см. табл. 6.11) последовательно появляются:

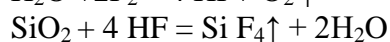
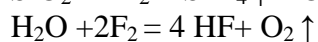
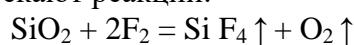
а) Сине-краснополосчатые джеспилиты - железисто-кремнистые эксгалации, сформированные в кислой среде в присутствии кислорода. Цвет обусловлен присутствием гематита - максимальной степенью окисления железа. На рис. 6.7 отображается пиком кислорода в железистых пластах.

б) Спилиты (амфиболиты) с альбитом и эпидотом, возникшие в нейтральных условиях, и силикатные расплавы, содержащие воду. Их формирование происходит после отделения окисленного флюида.

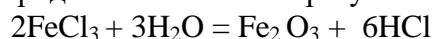
в) Графит-содержащие и яшмовые прослои. Появление графита указывает на щелочные условия остаточного расплава астеносферы, дефицит кислорода – связывание углерода в углеводородные соединения с последующей графитизацией на поверхности. Появление яшмовых слоев — результат кристаллизации остаточных хлоридно-водно-силикатных флюидов-расплавов.

г) Проявление щелочного метасоматоза является результатом воздействия остаточных фторидно-натриевых флюидов-расплавов. Таким образом, имеет место разделение на четыре последовательно появляющиеся фазы разного состава.

В формировании пород этого этапа сказывается совместное влияние фтор- и хлор-содержащих флюидов. Последние концентрируют также кислород, железо и воду, а фторидные - натрий. При участии фтора и плавиковой кислоты (HF) в астеносферном слое протекают реакции:



Участие фторидно-натриевых флюидов приводит к снижению смесимости флюидной (хлоридно-железистой фазы), куда «выталкивается» максимум свободного кислорода. Высокое содержание хлора (кислая среда) определяет связывание высвободившегося кислорода с железом — образуются гематит-содержащие джеспилиты.



Обогащение железом происходит в условиях астеносферы и связано с отсутствием смесимости окисленного флюида, переносящего железо, и щелочного остаточного расплава, а не разделением их по плотности, как в породах Сурской структуры. Эти свойства плавиковой кислоты используют для освобождения кислорода из силикатов и окислов при изотопных исследованиях. Полное высвобождение кислорода из материала пробы на поверхности происходит уже при 600°C [25].

Силикатные расплавы содержат воду, которая снижает влияние натриевой щелочности, а остаточные расплавы формируются при высокой щелочности, в присутствии фторидно-натриевых флюидов. Щелочность среды определяется присутствием натрия (сильное основание - Na, слабая кислота - HF).

4. При дифференциации расплава на глубине 50 км формируется продуктивная железистая толща (см. выше). «Магматическая газовая фаза должна нести различные тугоплавкие составляющие, особенно ... окислы металлов. Растворимость последних, конечно, должна сильно возражать в присутствии HCl. Как известно, реакции H₂O и паров HCl с тугоплавкими окислами обычно имеют эндотермический характер и в то же время могут уменьшать число газовых молекул. Таким образом, если в магматической колонне на глубине при относительно высоких температурах и давлениях образуются пузырьки газовой фазы, которые затем переносятся кверху в область пониженных температур и давлений, то в этой области должна появляться противоположная тенденция в реакциях летучей фазы, приводящая к осаждению окислов» [106, с.364].

5. Впервые на территории ПБ появляются графит-содержащие сланцы. Углерод в щелочной среде соединяется с водородом - формируются углеводороды - C_nH_m. До этого, в условиях влияния окисленных флюидов на процесс дифференциации, графит не образуется, углерод входит в состав магнезиальных и магнезиально-железистых карбонатов. Трудно говорить об образовании графита из органических остатков в архее (3,0-2,8 млрд. лет назад). Уверенно идентифицируемые остатки (строматолиты, а не торфообразующие), появляются после 3,0 млрд. лет. Слои графита, например, в днепровско-бугской серии имеют архейский возраст. Они находятся в ассоциации с породами, обогащенными глиноземом. Впервые формация графитсодержащих пород выделена на Украинском щите И.С. Усенко [103] как формация высокоглиноземистых и графитовых гнейсов. Подобный состав активных элементов однозначно указывает на повышение натриевой щелочности (участие фторидно-натриевых флюидов) в процессе дифференциации. Графит-содержащие слои (высокоглиноземистые) распределены в разрезе не случайным образом: они сопряжены с породами, глубина мантийной дифференциации расплавов которых 100 км. Соответственно, литостатическое давление на кровле астеносферы около 3 ГПа. При более высоких давлениях (4,5-6 ГПа) преобладают карбонат-содержащие породы. При давлении в 3-1,7 ГПа карбонатиты отделяются после остановки астенолита: при резком снятии давления происходит разделение по плотности на две и более фаз, а углеводороды появляются в результате дифференциации расплавов астеносферы в условиях повышенной щелочности. Подобный процесс имеет место в породах ЧКК - бифорситах, дифференцированных под корой.

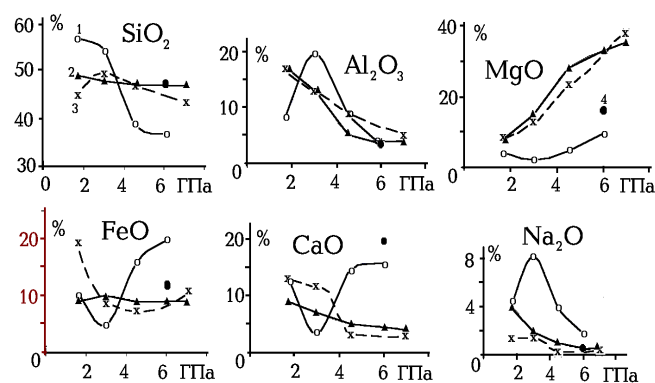
Связь месторождений графита с зонами проявления и эпохами преимущественной активности фторидно-натриевых флюидов при формировании и дифференциации вещества

астеносферы (2,1-1,8 млрд. лет назад) также свидетельствует об их образовании из восходящих восстановленных мантийных флюидов - C_nH_m . Последующий прогрев до 500°C приводит к метаморфической переработке - выделению свободного углерода. Совмещение пород повышенной щелочности и графита отражает условия дифференциации в астеносферном слое. По мнению В.Г. Яценко детальные геолого-петрографические и минералогические наблюдения свидетельствуют об образовании графитовых руд месторождений УЩ путем прямого отложения из флюидной фазы [169,170].

Таким образом, в ККЗ именно высокая концентрация и равновесие во влиянии кислотных (хлоридно-железистых, обогащенных кислородом) и щелочных (фторидно-натриевых) флюидов приводит к формированию как более ранних железистых пород, так и остаточных щелочных флюидов. К началу активизации кислород в мантии присутствует в количествах, несопоставимых с таковыми в ЗКС ПБ. Воды мало, она концентрируется в силикатных породах и не способна нивелировать высокую кислотность флюида и щелочность остаточного расплава. Происходит не только экстракция железа окисленными флюидами, но и вытеснение максимума кислорода во флюидную фазу с вынесением ее к поверхности. Активизация, в течение которой формируется ККЗ, является также заключительным этапом в формировании «безводной» мантии.

Нарастание влияния натриевой щелочности на процесс дифференциации еще более проявлено при формировании Малотерсянского комплекса щелочных пород, синхронного (2,08 млрд. л) ЧКК. Он сложен щелочными породами (габбро, щелочными сиенитами, фойяитами) дифференцированными в условиях крайне высокой натриевой щелочности еще более возрастающей в процессе дифференциации. Вмещающие гранитоиды фенилизированы. На территории ПБ не проявлена активизация возрастом 2,1-1,8 млрд. лет.

6.4.5. Развитие Приазовского массива и ОПЗ в архее. Самыми древними на УЩ являются породы новопавловской толщи. Это основные и ультраосновные образования (перидотиты, амфиболиты), эндербиты, тоналиты [168]. Докоматиитовый этап развития на ПБ характеризуется практически полным отсутствием первично осадочных пород. Петрохимический состав амфиболитов в точности соответствует составу амфиболитов ПБ



[168] и результату плавления лерцолита при давлении в 3 ГПа [70] (рис.6.8); пироксенита Новопавловской структуры [2] – при 4,5 ГПа. Во всех породах присутствует F (0,02-0,36%). Однако минеральный состав пород свидетельствует об отсутствии влияния F (сопряженной натриевой щелочности) на процесс дифференциации - из расплавов этого этапа формируются ортопироксен, плагиоклаз, КПШ.

Рис. 6.8. Влияние давления на химический состав расплавов ПМ и ОПЗ.

Породы: 1 - Черниговского карбонатитового комплекса ЗП (твейтозит - канадит - эссексит - щелочной пироксенит [28]), 2 - результат плавления лерцолита [70], 3 - породы архейского цикла активизаций (оливиновый коматиит косивцевской толщи - пироксенит новопавловской структуры - амфиболит - габбро-амфиболит [168]), 4 - пироксенит ОМ ВП [56].

Породы Сорокинской зоны (3,26-2,79 млрд. лет), синхронные ЗКС ПБ, включают парагенерации: метатолит-габбро-диабазовую, метакоматиит-толеитовую, туфолазовую метаандезит-базальтовую и метариодацит-плагиогранитовую. Состав формаций

свидетельствует о развитии, сходном с ПБ. Однако широкое развитие глиноземистых пород (биотитовых, биотит-гранатовых, биотит-ставролитовых, биотит-андалузитовых, биотит-силлиманитовых с дистеном) и их химический состав указывает на различие мантийных очагов дифференциации ПБ и ПМ.

Коматииты Косивцевской структуры по составу близки к коматиитам ПБ. Однако более - коматиитам Побужья [61]. Можно предположить, что они образованы синхронно (вероятно, с коматиитами первого яруса) [11, 168]. Ультрабазиты Мангушского комплекса с содержанием MgO до 38% [168] являются интрузивными аналогами коматиитов. Таким образом, породы близкого состава появляются синхронно на значительной территории центральной и восточной части УЩ. Породы старше 2,9 млрд. лет соответствуют результату плавления лерцолита. Подобного соответствия нет ни при одной из последующих активизаций.

В целом, породы западноприазовской серии представлены амфибол-, реже пироксенсодержащими кристаллосланцами и плагиогнейсами, переслаивающимися с биотитовыми плагиогнейсами. В виде реликтов встречаются двупироксеновые кристаллосланцы.

Трудно провести корреляцию пород из-за недостаточности описания (сведений о геологическом строении). Складчатость, разломно-блоковая тектоника и различный эрозионный срез оставляют лишь отдельные фрагменты стратиграфического разреза. Наложенный в протерозое метаморфизм, гранитизация с участием агрессивных щелочных флюидов полностью преобразуют породы, затрудняя и восстановление флюидного режима архея. Хотя можно отметить ряд особенностей западноприазовской серии, упоминаемых в обобщении И.Б.Щербакова [168], которые указывают на его характер.

1. Совпадение результата плавления лерцолита с породами Новопавловской и коматиитами Косивцевской структур свидетельствует о высокой активности кислорода при формировании силикатного расплава до 3,0 млрд. лет назад. При формировании пород Новопавловской структуры щелочность не влияла на процесс дифференциации расплава.

2. Появление коматиитов в составе западноприазовской серии (3,26-2,65 млрд. лет) также указывает на высокую активность кислорода при генерации ультраосновных расплавов (7 ГПа) и при их отделении (под корой). Они отличаются от коматиитов (серпентинитов) ПБ несколько повышенным содержанием Al_2O_3 (1,7-2,7%), пониженным - MgO (29-34%). Соотношение $CaO/Al_2O_3 > 1$ (характерное для многих коматиитов мира) может быть вызвано окислением углерода, а не металлов — участием углекислого флюида в плавлении (растворении) и дифференциации. Ситуация аналогична возникающей в эксперименте М. Вальтера [212] - окислительные условия, но не кислая среда при дифференциации (1,7 ГПа). Часть кислорода связывается с углеродом, затем — с кальцием и железом. Обогащение Fe^{3+} также говорит о несколько повышенной щелочности.

3. Железисто-кремнистые породы Верхнетокмакского участка сформированы при $T=760^\circ C$ и очень высокой активности кислорода: $-lg fO_2=10,4$ [168].

4. В основных гранулитах западноприазовской серии отмечена высокая железистость как орто-, так и клинопироксена в парагенезисе с гранатом. Гранат ($f = 86\%$) содержит до 11% пироба и до 18% гроссуляра. В разрезе присутствуют глиноземистые гнейсы, биотит-гранат-силлиманит-кордиеритовые гнейсы с графитом, монацитом, шпинелью, рутилом. Подобный состав говорит о повышенной щелочности (влиянии фторидно-натриевых флюидов) силикатного расплава при давлении в 3 ГПа.

Можно предположить, что расплавы ПМ всегда формировались в щелочных условиях. Присутствие свободного кислорода в интервале глубин 50-100 км, вело к образованию воды, что нивелировало влияние щелочности на дифференциацию архейских расплавов.

СОСТАВ ПОРОД И ПРОЦЕССЫ ИХ ОБРАЗОВАНИЯ

6.4.6. *Изменение глубины магматических очагов при формировании Черниговского комплекса карбонатитов и Октябрьского массива (ОМ). Историю ПМ в период 2,1-1,75 млрд. лет назад можно проследить по магматическим породам ЧКК и ОМ [138,141,142]. По структурным взаимоотношениям пород ЧКК [28] определен порядок их появления. От этапа к этапу меняется глубина кровли астеносферы, выделяя в истории ЧКК породы, образовавшиеся в ходе геосинклинального, двух рифтовых и одного процесса платформенной активизации (в указанном выше смысле — см. гл. 5). Скорость седиментации, палеогеотермический градиент также сходны с фанерозойскими в Донбассе и ДДВ. Отличен состав флюидов, отделяющихся от астеносферного слоя. Ввиду обогащения галогенами они экстрагируют кремнезем и глинозем и по составу более напоминают кислые и щелочные расплавы, вызывающие гранитизацию и фенитизацию. Подробно история развития ПМ рассмотрена в [141,142].*

Таблица 6.12. Этапы формирования магматических пород западной и восточной частей Приазовского массива (в скобках – возраст в млрд. лет по [26, 28, 84, 168]).

Ассоциации пород		Глубина, км
<i>Западное Приазовье</i>	<i>Восточное Приазовье</i>	
Геосинклиналь		
Щелочные пироксениты	Ультраосновные породы ОМ (2,1-?)	200-150
Эссекситы и альбит-баркевикитовые породы (2,09)		150→100
Канадиты (нефелиновые сиениты). Севиты (2,09 - 2,01)	Плагноклазовые пироксениты (?) Хлебодаровские граниты (2,0) Анадольские граниты (2,0 - 1,9).	100
Твейтозит-пироксениты, твейто-зиты (щелочные шонкиниты). Рингиты. Щелочные граниты		50
Рифт I		
Мельтейгиты, ийолит-мельтейги-ты. Альвикиты (1,97 - 1,93)		50
Дайки горнблендитов, микроклин-роговообманковых пород (1,95)	Кварцсодержащее габбро (?) Щелочные сиениты оливин-пироксен-фиболовые с кварцем ОМ (1,84 - 1,79) и Южно-Кальчицкого массива (1,82 - 1,78)	100
Рифт II		
Бефорситы. Фоскориты .Оливинит-мельтейгиты (1,82)	Оливиновое габбро (1,84 - 1,74)	50
	Щелочные сиениты ОМ (1,795) и менногильские граниты (1,75 - 1,72)	100
Платформа		
Кимберлитовые карбонатиты (кимберлиты).	Нефелиновые твейтозиты – нефелиновые сиениты ОМ	100

Минеральный состав пород первого этапа отличается от ультрабазитов ОМ (рис.6.8) и еще более - от ультраосновных пород других регионов. По сравнению с результатом плавления лерцолита [70] в породах Донбасса и ЧКК резко понижено содержание магния и повышено - щелочей и кальция, железа.

Эссекситы и альбит-баркевикитовые породы ранее рассматривались как результат дифференциации на глубине 150 км [16], однако, концентрация железа и степень его окисленности - показатели, быстро реагирующие на изменение условий в очаге

дифференциации - сближают их с канадитами - породами второго этапа развития (табл.6.12). Возможно, аналогично тому, как пироксениты отделяются от астенолита непосредственно после подъема, являясь продуктом дифференциации больших глубин (200-220 км), так и эссекиты дифференцированы на глубине 150 км, а отделение произошло сразу после остановки астенолита на 100 км. На втором этапе глубина верхней кромки астеносферного слоя располагается на 100 км. Происходит разделение на флюидно-силикатную (канадиты) и карбонатную (севиты) составляющие. Третий этап представлен спектром пород от ультраосновных до кислых. Ультраосновные твейтозит-пироксениты - аналоги щелочных пироксенитов первого. Отличие проявлено в резко повышенных содержаниях апатита (10 - 25%) и ортита (до 20%), образованных за счет накопления фосфат - ионов в остаточном расплаве астеносферного слоя. Клинопироксены в твейтозит-пироксенитах - глубинные (эгирин-диопсид-геденбергитового ряда). Щелочные сиениты четвертого этапа распространены на северной и южной окраинах ЧКК. Содержания в них петрогенных окислов более соответствуют результату плавления лерцолита, чем в канадитах второго этапа. Изменяется соотношение натрий/калий (см. рис.6.8). Наличие расплавов в коре в течение двух последних этапов, а также смешение коровых и мантийных дифференциатов на последнем этапе делает условным разделение щелочных гранитов и нордмаркитов.

Два последующих рифтовых этапа протекают очень сходно. Ультраосновное вещество больших глубин (более 200 км) поднимается непосредственно под кору. Вследствие резкой декомпрессии происходит ликвация расплава на силикатную и карбонатную составляющие. Во втором случае - на три составляющие, в том числе фосфатную, которая представлена фоскоритами. Возможно на втором этапе развития рифта I и II (кровля астеносферы — на 100 км) в ЗП появляется пояс даек горнблендитов, микроклин-роговообманковых и апатит-актинолитовых пород с абсолютным возрастом 1,95 млрд. лет [56]. Скорее всего, они образованы в разное время. Они отличаются высоким содержанием щелочей ($\text{Na}_2\text{O} > \text{K}_2\text{O}$), Al_2O_3 .

Кимберлитовые карбонатиты ЧКК, образующиеся на платформенном этапе, сложены флогопитом, оливином, амфиболом, апатитом. Присутствуют магнетит и сульфиды, шпинель - плеонаст (иногда в повышенных количествах). Повышается содержание фаялитовой молекулы в оливине -8-25% (среднее - 17-18%). Из парагенезисов исчезают минералы-концентраторы ниобия и тантала, редкоземельных элементов, урана и тория. Впервые фиксируется резкое преобладание K_2O над Na_2O .

Если допустить, что ультраосновные породы северо-западной части ОМ образованы в протерозое, то их образование должно быть синхронно появлению щелочных пироксенитов геосинклинального этапа ЧКК. Они представляют собой сохранившийся блок расслоенной ультраосновной интрузии, типичной для начального этапа развития геосинклиналей. Наибольшее значение имеет габбро, присутствуют перидотиты и оливиниты [56]. В подчиненном количестве представлены пироксениты, в которых содержатся перидотиты (возможно, ксенолиты). Габбро и перидотиты - плагиоклазом и орторпироксеном, относительно магнезиальным оливином. В оливинитах содержание $\text{MgO} = 22\%$, что выше, чем в пироксените, однако все же ниже результата плавления лерцолита (рис. 6.8). Содержания порообразующих окислов в пироксенитах ОМ скорее соответствуют таковому в породах Донбасса [141,142], чем в пироксенитах ЧКК, в которых оливин, ортпироксен, шпинели и гранаты не кристаллизуются. Важной особенностью ультрабазитов ОМ, как и ДБ, является незначительно повышенная (для ПМ) концентрация хрома и никеля - элементов, не встречающихся в породах ЧКК.

Плагиоклазовые пироксениты — следующие по времени образования. Они относятся к геосинклинальному этапу развития, так как клинопироксен представлен титан-авгитом, такие породы могли появиться при дифференции на глубине 100 км (либо подъеме со 100 на 50 км). Их аналогом в ЧКК могут быть безоливиновые твейтозит-пироксениты.

На третьем этапе появляются коровые магматические очаги, вероятно, происходит внедрение хлебодаровских граносиенитов и гранитоидных интрузий. Прогрев коры как кондуктивный, но в большей степени конвективный, приводит к появлению палингенных анадольских гранитов. Калиевая специализация кислых пород этого этапа, накопление железистых темноцветных минералов в остаточных расплавах геосинклинального цикла являются следствием преобладания хлорид-ионов в флюидной фазе.

Позднее образованы кварцевые габбро и кварцевые сиениты (пироксеновые, оливин-пироксеновые, амфиболовые и др.) внешнего кольца ОМ и граносиениты Южно-Кальчицкого массива, прорывающие анадольские граниты. Если считать, что появление гранитов завершает развитие геосинклинального режима, то можно предположить, что мелкозернистое габбро контакта и сиениты с единичными зернами железистого оливина образованы на втором этапе развития рифта I. На втором этапе развития рифта вероятно некоторое окисление мантийного резервуара за счет попадания коровых пород в астеносферу на первом. Присутствие кварца в породах, дифференцированных на глубине 100 км, объясняется не только контаминацией гранитами рамы, но и смешением коровых расплавов с глубинными мантийными.

Оливиновые габбро с поликристаллическими агрегатами оливина с пироксеном и плагиоклазом появляются на первом этапе развития рифта II. Характерно изменение состава темноцветных минералов: оливины и пироксены более железистые, плагиоклаз менее основной.

Образование нефелиновых сиенитов и мариуполитов относится к этапу платформенной активизации. Вначале появляются карбонаты, с отделением карбонатной фазы и связано появление нефелиновых сиенитов. Последние содержат нефелин (до 30%), альбит (до 26%), микроклин (31%), амфибол, биотит. По мнению Н.А. Елисеева и В.Г. Кушева: «Метасоматизирующие растворы, вызвавшие мариуполитизацию, произошли не в результате отделения от пород массива при их кристаллизации, а, по-видимому, связаны с эволюцией той глубинной области, где первоначально возник расплав щелочного состава» [56, с.194]. Химический состав пород мариуполитовой группы своеобразен тем, что они являются наиболее богатыми щелочами (сильно пересыщены Na_2O -9-12% и K_2O -1-5%). Во всех породах присутствует содалит и канкринит. На заключительном этапе появляются даже альбит-содалитовые метасоматиты. Их образование связано с остаточными расплавами и растворами.

Привязка перечисленных пород к этапам развития ОМ в значительной мере предположительна, возможны ее варианты, однако общая тенденция поэтапного повышения щелочности расплавов сохраняется.

Порядок формирования ОМ фиксируется в изменении состава породообразующих минералов [84]. В породах геосинклинального цикла пироксены представлены титан-авгитом, железистость которого 23 - 24%. Оливин содержит 23 - 28% фаялитовой молекулы (в [56] железистость оливина составляет 16 %). Мелкозернистое габбро и сиениты содержат салит и гиперстен. В оливиновом габбро центральной части массива оливин представлен гортонолитом. При этом железистость темноцветных минералов изменяется сопряженно. Состав плагиоклаза в габбро изменяется от №55-63 (в северо-восточной части массива) до №45 (в центральной). В нефелиновых сиенитах клинопироксены представлены эгирином (до 30% породы), амфиболы - гастингситом, полевые шпаты олигоклазом и альбитом,

появляется нефелин (до 30%). В породах и изоморфно емких минералах увеличивается содержание железа, алюминия, натрия, марганца, уменьшается роль калия и магния. Уменьшается содержание хрома до его полного исчезновения, а титан не входит в структуры силикатов второго рифтового и платформенного этапов развития. Таким образом, фиксируется нарастание натриевой щелочности мантийных источниках флюидов и расплавов. Расплавы- растворы, из которых образованы нефелиновые сиениты, сменяются еще более натриевыми, вызывающими мариуполитизацию и альбитизацию. Появление альбититов и онгонитов говорит о высокой роли фтора в составе флюида.

Поскольку для ПМ история глубинного развития восстанавливается по составу последовательно появляющихся магматических пород в разломных зонах западной (ЧКК) и восточной частей (ОМ), необходимо подтверждение процесса другими параметрами .

Скорость осадконакопления и геотермический градиент в фанерозойских активных регионах являются дополнительными параметрами контроля процесса. Восстановить их для протерозоя с подобной точностью сложнее, так как длительность каждого этапа определена приближенно. В фанерозое геосинклинальное развитие сопровождается накоплением осадочных толщ, повышением геотермического градиента на последних двух этапах развития, появлением зон плавления в коре. В центральной части захваченной активизацией территории появляются дифференцированные остаточные расплавы и метасоматизирующие термальные растворы.

На ПМ проявлены все вышеперечисленные признаки. Накапливаются вулканогенно-осадочные породы центральноприазовской серии мощностью до 3,5-4 км [103]. Они метаморфизованы в условиях высоких давлений, сильного прогрева (встречены фрагменты образований гранулитовой фации) [168]. Во время I- и II-го рифтовых этапов в грабен-синклиналях накапливаются осадочно-вулканогенные толщи. Они отличаются низким уровнем метаморфизма (эпидот-амфиболитовая фация) и отсутствием проявлений гранитизации и мигматизации [103]. Голоморфная складчатость не характерна.

РТ-условия метаморфизма [103] пород верхней части коры также демонстрируют, что распределение температур определяется тепломассопереносом (рис. 5.9). Глубины, отвечающие давлению 0,18-0,7 ГПа, составляют 6-26 км. Геотермический градиент в этом интервале глубин - $12^{\circ}\text{C}/\text{км}$, экстраполяция распределения T вверх дает температуру поверхности около 400°C . Подобное распределение температур наблюдается в настоящее время в некоторых районах Закарпатского прогиба, в пермское - на Главной антиклинали Донбасса [48]. Прогрев верхней части коры осуществляется за счет появления зоны плавления в коре на завершающих этапах геосинклинального процесса. Слой плавления ограничен снизу кровлей пород гранулитовой фации (25-30 км), сверху - резким ростом температуры солидуса пород амфиболитовой фации (5-10 км). Понижение перепада температур вызвано выносом тепла магмами и флюидами. Геотермический градиент без учета адвекции составлял в это время около $33^{\circ}\text{C}/\text{км}$ в интервале глубин 0-16 км (температура поверхности была на несколько десятков градусов выше современной). В верхней части разреза он был заметно выше и приближался к установленному для заключительного этапа развития герцинской геосинклинали Донбасса ($35^{\circ}\text{C}/\text{км}$) вне приразломных зон, по которым происходило внедрение интрузивных тел и подъем гидротерм. Отличие распределения температур на ПМ в протерозое состоит в том, что вынос расплавов-флюидов происходил на значительной части площади. Это отражено и в параметрах гранитизации, приуроченной к двум последним этапам геосинклинального режима. На территории ВП (в центре геосинклинали) появляются палингенные гранитоиды анадольского типа. «Формирование комплекса относится к орогенному этапу развития Приазовского района. Граниты образовались в результате интенсивной гранитизации на

месте пород лозоватской свиты в условиях эпидот-амфиболитовой фации» [103, с.72]. Гранитоиды образуются в проницаемой зоне Кальмиус-Джигинского глубинного разлома. Парциальное давление флюида при образовании биотит-роговообманковых гранитоидов составляло: $P(\text{CO}_2)=15,5 \cdot 10^5$ Па, $P(\text{CO})=1,8 \cdot 10^5$ Па, $P(\text{CH}_4)=3 \cdot 10^5$ Па, $P(\text{Cl, F})=50 \cdot 10^5$ Па при крайне незначительном участии воды даже в верхней части коры [103]. Отделение силикатных расплавов происходило непосредственно вблизи поверхности по схеме, приведенной в [115].

Подъем кровли астеносферного слоя к границе кора - мантия под всем активизированным регионом на завершающих этапах геосинклинального цикла обеспечивает региональный прогрев и появление огромных порций флюид-содержащего расплава у поверхности. Коровые расплавы возникают через 3-5 млн лет за счет внедрения мантийного вещества в кору, а также ее прогрева. Предполагаемое протекание процесса является комбинацией анатексиса и диапиризма. Подобная модель плавления пород коры при конвективном переносе тепла из мантии, учитывающая фильтрацию флюида и внедрение базальтового расплава в среднюю часть земной коры, рассмотрена в [71].

6.4.7. Изменение концентрации активных компонентов и химические реакции в астеносфере при формировании ЧКК и ОМ. Эксгальационно-осадочные породы центральноприазовской серии (2,1-1,8 млрд. лет) характеризуются рядом особенностей состава:

1. Железистые пласты представлены итабиритами (куммингтонит-магнетитовые породы с биотитом, гранатом, пироксеном и роговой обманкой) и таконитами (магнетит-гранат-биотитовые породы, порфиробласты в которых сложены гранатом). Рудные итабириты содержат апатит и гранат. Железистые кварциты сложены орто- и клинопироксенами, магнетитом, кварцем, гранатом. Железистый ортопироксен содержит ламелли клинопироксена, а железо - в закисной форме. Представлены эвлизиты - железистые породы с оливином, гранатом, ортопироксеном, клинопироксеном, кварцем, магнетитом. Элементы-примеси - Nb, Zr, а содержание элементов группы железа (Cr, Ni) незначительно.

2. Карбонатные породы представлены мраморами и кальцифирами. Карбонатиты, связанные с нефелиновыми сиенитами, по геохимическим особенностям резко отличны от карбонатитов ЗКС. В случае преобладания фтора (а не хлора) карбонаты представлены кальцитом и доломитом, а в расплавах и сопутствующих флюидах преобладают элементы, переносимые в форме фторидных комплексов (Nb, Ta, Zr, и др.). Sr, Ba, Ce замещают Ca, их количества в карбонатитах значительны. Карбонатный расплав отделяется не только при дифференциации под корой, но и на глубине 100 км из-за несмесимости щелочного (с фтором) силикатного и кислород-содержащего карбонатного расплавов.

3. Оливин и очень редко - серпентин описаны только в составе коматиитов и известняков рудной толщи участка Куксунгур. Отмечается постоянное присутствие граната, силлиманита, эгриновой составляющей в клинопироксенах.

4. Общей особенностью является не только меньшее содержание воды в метаморфических породах, что может быть обусловлено наложенным метаморфизмом, но и присутствие богатых глиноземом разновидностей, а также широкое развитие графитовых сланцев, что указывает на повышенную щелочность расплавов (флюидов). От Орехово-Павлоградской зоны к центральной части массива глиноземистость пород увеличивается - гранат-биотитовые гнейсы встречаются вместе с силлиманит-биотитовыми. Широко распространены графит-гранат-биотит-микроклиновые гнейсы с эпидотом, цирконом. Присутствие циркона свидетельствует об активности фтора в процессе плавления и натрия в процессе дифференциации.

5. Гранитоиды образуются в проницаемой зоне Кальмиус-Джигинского глубинного разлома при высоком парциальном давлении углекислого флюида, метана, фтора и хлора при крайне незначительном участии воды даже в верхней части коры [103]. Во всех темноцветных присутствуют F и P₂O₅ (хлор не определялся). Высокое парциальное давление галогенов может означать, что гранитизация осуществлялась за счет взаимодействия сильно концентрированных хлоридно-калиевых растворов (в гранитах анадольсконого типа K₂O >> Na₂O) с породами коры, через которые они просачивались.

Подобный процесс сопровождался экстракцией кремния и алюминия как из слоя плавления, так и из пород коры. Незначительная роль воды в процессе гранитизации связана с присутствием фтора и его влиянием на химические реакции в астеносфере.

Признаки, характеризующие условия дифференциации, резко отличные от таковых в ПБ и ККЗ, проявлены в составе всех без исключения пород, минералов, в геохимической специализации. Эти особенности становятся объяснимыми, если рассмотреть флюидный режим формирования пород ЧКК (главным образом) и ОМ.

1. Зависимость состава выплавов от давления для пород ЧКК (рис. 6.8) значительно отличается от результата плавления лерцолита [70, 212]. Содержание MgO занижено в 2-4 раза. При дефиците кислорода и повышении щелочности активность Mg резко уменьшается [150]. Максимум отделения кремнезема, глинозема, щелочей наблюдается при давлении в 3 ГПа и значительно превышает результат плавления лерцолита. На этой же глубине минимальны содержания CaO и ∑FeO. Излом кривых при давлении в 3ГПа объясняется связыванием кислорода в карбонатную фазу, несмешиваемую с силикатной при P ≤ 3ГПа, экстрагирующую часть когерентных элементов. Состав карбонатной и силикатной фазы не идентичен, как и в присутствии хлоридно-водного флюида [141].

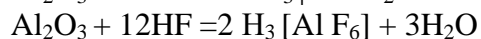
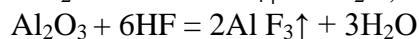
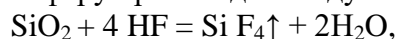
2. Магмы, отделившиеся при P = 4,5 ГПа (возможно, дифференцированные при 6 ГПа), образуют щелочные пироксениты ЧКК. По глубине дифференциации и времени появления в геосинклиналях фанерозоя аналогом являются породы оливинит-пироксенит-габброидных массивов. Однако в ЧКК порообразующие силикаты представлены исключительно щелочными пироксенами.

Породы, магмы которых дифференцированы при меньших давлениях, еще более экстремальны: представляют собой среднее между магматической породой и продуктом кристаллизации флюидной фазы. Канадиты содержат SiO₂ - 46,3, Al₂O₃ - 21,6, CaO - 5,8, Na₂O - 11, K₂O - 2,2, P₂O₅ - 2,3%. Их появление сопряжено с образованием карбонатитов с сегрегационными включениями щелочных силикатов, содержащих кремнезем и глинозем, фторид и сульфид-ионы.

Развитие процессов при глубине дифференциации около 100 км (P=3ГПа) представляется таким.

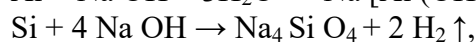
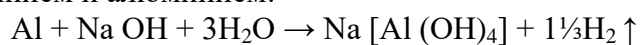
1. Отделение фторидно (± хлоридно)-силикатной смеси флюида и расплава после остановки астенолита. Экстракция и перенос щелочей, алюминия и кремния с последующим отделением у поверхности в виде алюмосиликатной фазы (канадитов). Их появление до карбонатной фазы свидетельствует о меньшей плотности подобного расплава-флюида.

Можно предположить, что при просачивании соединений фтора, фторид-ионов через астеносферу происходят следующие реакции:

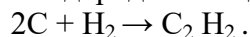


Вода не образуется вследствие высокой щелочности. Ее присутствие не фиксируется в составе протерозойских метасоматических и метаморфических минералов. В составе

магматических пород присутствуют углеводороды. Возможны реакции $\text{H}_2\text{O} + 2\text{F}_2 = 4\text{HF} + \text{O}_2 \uparrow$, а высвободившийся кислород тратится на окисление углерода. Образуются CO и CO_2 . Либо вода взаимодействует со щелочными металлами, образуя раствор щелочи, а затем с кремнием и алюминием:



а водород взаимодействует с углеродом с образованием углеводорода



Возможно последовательное образование углекислого (на начальном этапе концентрирующего весь свободный кислород) и углеводородного флюида (образующегося в условиях дефицита кислорода).

Перенос алюминия к поверхности осуществляется в виде комплексов $[\text{Al F}_6]^{3-}$. В крайне щелочных условиях в отсутствие кислорода на поверхности появляется криолит $\text{Na}_3[\text{Al F}_6]$ (формация Грин-Ривер). Для ЧКК фиксируется смесь фторидно-натриевых и хлоридно-калиевых флюидов. Последние задерживают часть кислорода — на поверхности формируется нефелин $\text{Na}_2\text{O} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 2 \text{SiO}_2$. И кремний, и алюминий образуют комплексные соединения с хлором и фтором. В кислой среде преобладают соединения кремния, кремнезема, с $(\text{OH})^-$ и Cl^- , в щелочной — $[\text{Al F}_6]^{3-}$. Алюминий вытесняет кремний в составе фторидного комплекса, поэтому столь высоки содержания глинозема в канадитах.

2. Карбонатная фаза отделяется от астеносферы после фторидно-силикатной в результате взаимодействий типа:



возможных в щелочной среде.

В ней концентрируются кальций и железо (содержание CaO в севитах 40%, окислов железа - 5-10%). Карбонатный расплав обогащен Ca и Fe , как в эксперименте [115]. Он выносит к поверхности кристаллизованные в условиях мантии сегрегационные включения, образующиеся в процессе подъема силикатно-фторидного флюида-расплава. Кроме кальция карбонатиты обогащены замещающими его элементами, активными в щелочной среде: Sr , Ce , Ba ,

Сегрегационные включения, демонстрирующие флюидную кристаллизацию в мантии, описаны во многих регионах мира, например, гранат-пироксеновая друза, вынесенная базальтами вулкана Шварын-Царам в Монголии [80]. Однако их состав, как и состав самих пород, на ПМ резко отличен [28]. Это связано с иным составом флюидной фазы - низкой фугитивностью кислорода и высокой - фтора и углекислого флюида в надастеностферных флюидах ЗП.

При дифференциации на глубине 50 км образуется три несмешиваемые фазы: карбонатная, фосфатная и силикатная. В составе силикатной присутствуют углеводороды.

3. Минеральный состав пород ЧКК также объясняется исключительно высокой активностью фтора и щелочностью, дефицитом кислорода в расплавах.

Оливин устойчив к воздействию плавиковой кислоты — щелочные расплавы астеносферы обеднены магнием. Поэтому оливин крайне редок в ЧКК. Отсутствие ортопироксена объясняется высокой щелочностью, обогащением расплавов Ca — формируются исключительно клинопироксены. Изменение состава и его зависимости от условий дифференциации для породообразующих и аксессуарных минералов магматических пород докембрия ПМ и палеозоя Донбасса подробно рассмотрено в [142].

Резко повышены содержания апатита (10-25%), ортита (до 20%). Типоморфные аксессуары - минералы-концентраторы Nb , Ta (пирохлор, колумбит, гатчетолит), редких земель (ортит, монацит, цериевый фергюссонит), Zr (циркон, бадделеит), Ti (сфен,

ильменит). Очень высоки содержания магнетита и ильменита (до 30%), но примесь титана в магнетите практически отсутствует, во всех ультраосновных породах ЧКК есть графит (до 5%). Это свидетельствует о крайне низкой фугитивности кислорода и высокой натриевой щелочности расплава. Nb, Ta, Zr попадают в расплав только в результате растворения в HF, существуют в расплаве исключительно в виде фторидных комплексов. Минералы-концентраторы редких земель (в первую очередь, Ce), образуются при повышенной щелочности, замещая Ca в карбонатах и фосфатах. Вероятно, имеет значение присутствие как фторидно-нариевых, так и хлоридно-калиевых флюидов (и их соотношение) для экстракции в расплав этих элементов и для вхождения их в состав минералов.

Заслуживает внимания обогащение архейских расплавов ПМ титаном и калием. Эти элементы, очень активные в расплавах фанерозоя, на ПБ редки. Вероятно, их активность мала из-за низкой щелочности и высокой активности железа. По мере падения его содержания хлорид-ионы связываются и с калием. Для появления титана необходимы щелочные условия. Четким указателем повышения щелочности расплавов является падение в них содержания хрома. Хромиты образуются только в кислой ($\text{pH} \leq 7$) среде. Марганец входит в состав силикатов в щелочной ($\text{pH} \geq 7$) среде.

Глава 7. Состав коры и верхней мантии УЩ и его эволюция во времени

Анализ состава пород земной коры и верхней мантии Украинского щита проведен с использованием различных подходов и различного фактического материала. В случае коры была предпринята попытка восстановления состава пород на разной глубине по их физическим свойствам при закрепленных данных о составе на поверхности. Для мантии использовались петрологические данные (состав ксенолитов и состав пород, выплавившихся из мантийного субстрата на разной глубине в разное время при разном участии летучих).

7.1. Земная кора

Состав пород поверхности «гранитного» слоя, обнажающихся на Украинском щите, достаточно типичен для фундамента платформ ряда континентов [132,133 и др.]. Разнообразие пород (рис. В.3) [11,15,28,55,58,61,78,84,137,168 и др.], степени их метаморфизма (рис. 5.11 - около 65% достигли амфиболитовой фации, примерно 25% - гранулитовой и около 10% - зеленосланцевой) и физических свойств пород на поверхности УЩ (рис. 1.9,3.7 и 4.11) указывают на условность термина «средний состав», используемого ниже. Нельзя назвать места на щите, которому он отвечает. Тем не менее, такая характеристика представляет интерес. По данным [55,133 и др.] для поверхности Украинского щита средние содержания основных окислов составляют: SiO_2 около 67,6, TiO_2 – 0,5, $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$ – 4,7, Al_2O_3 – 14,9, CaO - 2,7, Na_2O - 3,4, K_2O – 3,1, MgO – 1,6%.

Как показано в гл.1, типичная для щита зависимость V_p от глубины может быть представлена выражением $V_p = 5,95 + 0,029 H$ (где H - глубина в км). Изучение связей скорости и плотности, скорости и радиогенной теплогенерации в породах консолидированной коры позволяет установить и для этих параметров на щите средние зависимости от глубины $\sigma = 2,68 + 0,0078 H$, $TG = 1,28 \exp(-0,044 H)$. Эти зависимости позволяют объяснить фоновые величины гравитационного поля и теплового потока на УЩ вне зон современной активизации. Поэтому их, наряду с данными о V_p , можно использовать для восстановления изменения состава и степени метаморфизма пород с глубиной.

Конечно, реальные изменения скорости и плотности в коре не линейны, приведенные выражения упрощают ситуацию. Но они позволяют построить фоновую модель, к которой затем могут быть добавлены особенности, отличающие составы частей УЩ от среднего.

Рассмотрим изменения состава и степени метаморфизма по слоям, выделенным в главе 1 по сейсмическим данным.

В верхнем («гранитном») слое консолидированной коры (V_p до 6,4 км/с) для оправдания изменения перечисленных физических свойств необходимо увеличивать основность или степень метаморфизма с глубиной. Сведения о породах глубокоэродированных блоков показывают, что действуют оба фактора.

Если связывать изменение физических свойств слоя только с ростом основности, необходимо к его подошве (15 км) ввести комплекс пород, сокращающий концентрацию кремнезема примерно на 4-5 %, т.е. добавить к поверхностному составу около 30% базитов или заметно большее количество средних образований (но только вместо кислых). Однако, таким изменением основности не удастся объяснить величину теплогенерации на подошве слоя. Необходимо ввести довольно много (до половины объема всего комплекса) пород гранулитовой фации метаморфизма. При таких изменениях при мало меняющемся химическом составе пород резко падает содержание радиоактивных элементов в кислых и средних породах. Содержание кислых, средних и основных пород изменится от примерно

65, 30 и 5% у поверхности до 49, 30 и 21% на подошве слоя, концентрация кремнезема - до 64%. Такие образования можно встретить среди позднеархейских пород многих щитов [133].

Породы, по физическим свойствам относящиеся к верхней половине переходного слоя, должны включать: образования среднего состава – около 50%, основного – 35%, кислого – 15%. Преобладают породы гранулитовой фации метаморфизма. SiO₂ примерно 57%, Fe₂O₃ + FeO ≈ 9%.

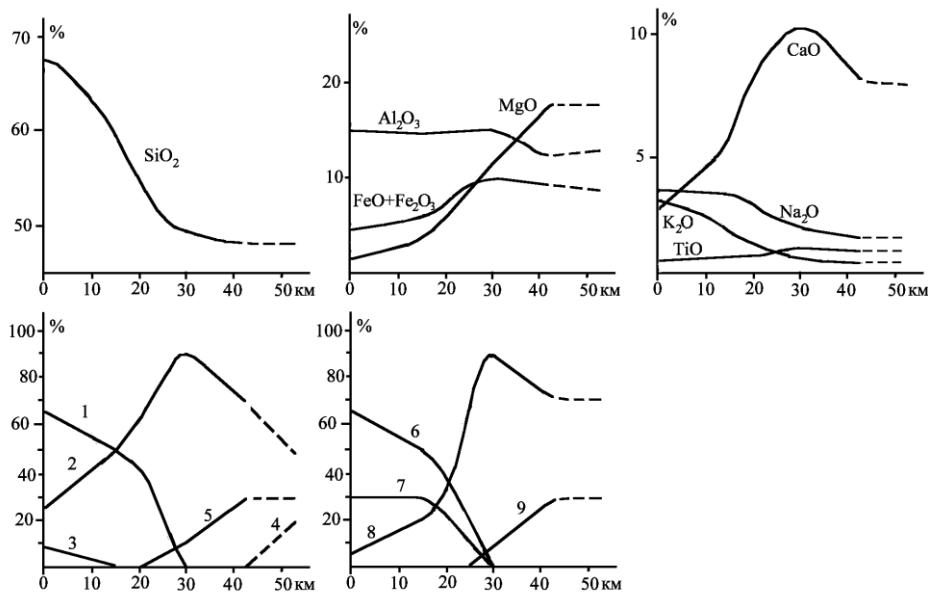
Образования переходного слоя (вероятно, почти до его подошвы на глубине около 30 км) способны производить хотя бы в небольшом количестве кислый расплав в условиях “мокрого” солидуса при прогреве и обезвоживании амфиболитов или попадании в них воды другим способом даже в случаях, когда в их состав перед активизацией не входят собственно кислые породы. На Украинском щите такие образования отмечены в виде тонких прожилков аплитового гранита, возникшего при T около 600-650⁰С на соответствующей глубине.

Вероятно, на уровне подошвы переходного слоя (около 30 км, значение V_p = 6,8 км/с) в коре присутствует до 10% гипербазитов - без них трудно было бы объяснить комплекс физических свойств на соответствующей глубине. Содержание кремнезема понижается до 49-50%, окислов железа - достигает примерно 10%.

По набору физических свойств ясно, что в “базальтовом” слое продолжается рост основности пород с глубиной. Количество ультраосновных пород к обычной глубине раздела М (около 42-43 км) должно достигать примерно 30%, средний состав получается основнее габбро: SiO₂ ≈ 48-49%. Представляется маловероятным нахождение в «базальтовом» слое (при скоростях продольных сейсмических волн более 6,8 км/с) пород, плавящихся при температуре 600-650⁰С.

В пределах встречающегося в коре УЩ слоя КМ, по-видимому, происходит дальнейший рост основности и, главное, степени метаморфизма базитов. Комплекс физических свойств дает возможность предположить, что в районах развития КМ содержание ультраосновных образований и эклогитов может достигать 50%. Следует отметить, что плотность таких блоков не превышает 3,2 г/см³, и это сохраняет их в коре.

Полученные рассмотренным путем данные о среднем (фоновом) составе и степени метаморфизма пород коры УЩ на разных глубинах представлены на рис. 7.1.



СОСТАВ КОРЫ И ВЕРХНЕЙ МАНТИИ УЩ И ЕГО ЭВОЛЮЦИЯ ВО ВРЕМЕНИ

Рис. 7.1. Фоновый состав пород земной коры Украинского щита

Фашии метаморфизма коровых пород: 1 – амфиболитовая, 2 – гранулитовая, 3 – зеленосланцевая, 4 – эклогитовая, 5 – шпинелевая (для мантийных пород в составе коры). Породы: 6 – кислые, 7 – средние, 8 – основные, 9 – ультраосновные. Штриховые линии – данные для слоя КМ в аномально мощной коре.

Обрисованный модельный состав коры щита в целом неплохо согласуется с установленным по петрологическим данным для типичной континентальной коры [132], приведенным в табл. 7.1. Отличия по отдельным окислам не превышают 1-2%, среднее расхождение составляет 0,6%. Хотя более объективной характеристикой различий будут, вероятно, их относительные значения: $\Delta\text{SiO}_2/\text{SiO}_2 = 0,8\%$, $\Delta(\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO})/(\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}) = 12,6\%$, $\Delta\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Al}_2\text{O}_3 = 3,4\%$, $\Delta\text{CaO}/\text{CaO} = 5,6\%$, $\Delta\text{Na}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} = 6,4\%$, $\Delta\text{K}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 43,8\%$, $\Delta\text{MgO}/\text{MgO} = 20,6\%$. Существенными можно признать только различия по K_2O и MgO , т.е. примененная методика обеспечивает получение реалистичных представлений о составе коры.

Таблица 7.1.

Окисел	Средние содержания окислов (в %) в слоях коры (интервалах глубин)							
	0-10 км		10-40 км		0-40 км		15-30 км	
	Модель	[132]	Модель	[132]	Модель	[132]	Модель	[133]
SiO_2	65,6	66	53,7	54,4	56,7	57,3	56,8	57
Al_2O_3	14,9	15,2	15,3	16,1	15,2	15,9	14,8	14,5
$\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$	5,7	4,5	9,6	10,6	8,6	9,1	8	9
MgO	2	2,2	8,5	6,3	6,9	5,3	7,1	6
CaO	4	4,2	8	8,5	7	7,4	8	8,5
Na_2O	3,6	3,9	2,7	2,8	2,9	3,1	2,7	2,5
K_2O	3,2	3,4	1,2	0,3	1,7	1,1	1,6	1,5

Гораздо хуже полученные результаты согласуются с данными о химическом составе верхнего слоя коры УЩ (около 30% мощности), нижнего слоя (около 70% мощности) и, соответственно, всей коры, полученными в работе [55]. Отличие сформировано двумя причинами. 1) В работе [55] состав поверхностных пород переносится на весь верхний слой. Как показано выше, данные о распределении физических свойств это не подтверждают. 2) В качестве состава нижнего слоя коры УЩ принят, по-видимому, средний состав поверхностных пород, достигших гранулитовой фации метаморфизма, среди которых преобладают эндербиты, чарнокиты и пр.. Естественно, он может в какой-то мере характеризовать только образования переходного слоя (см. гл. 5), а не всю нижнюю часть коры.

Таблица 7.2 [55]

Окисел	Средние содержания окислов (в %) в породах блоков УЩ					
	Волынский	Подольский	Росинско-Тикичский	Кировоградский	Среднеприднепровский	Приазовский
SiO_2	67,4	67,7	68	67,9	67	67,3
Al_2O_3	14,2	15,5	15	14,6	15,2	15
$\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$	4,8	4,8	4,4	5,1	4,6	4,4
MgO	1,3	2	1,6	1,6	1,7	1,6
CaO	2,4	2,5	2,4	2,5	3,2	3,3
Na_2O	3,2	3,3	3,4	3,2	3,7	3,8
K_2O	3,6	2,8	3,8	3,4	2,3	2,6

Вариации состава пород щита, очевидные на поверхности, распространены и в глубокой коре и находят отражение в изменчивости физических свойств. Однако, они не

охватывают целиком блоков УЩ. По данным [55] (табл. 7.2) различия между ними по химическому составу невелики, что отражается в практическом совпадении «среднеблоковых» скоростных разрезов коры [136]. Но меньшие по размеру (чем целые блоки) скоростные аномалии не вызывают сомнений. В главе 1 представлены скоростные аномалии (отличия значений V_p от средних по шиту для каждой глубины) (рис. 1.9). Было высказано предположение о том, что отрицательные аномалии связаны с избыточным прогревом пород коры в зонах современной активизации. Как показано в гл. 8, оно оправдано. Положительные аномалии не удается объяснить пониженными температурами. Вероятно, они вызваны отклонениями состава пород на соответствующих глубинах от среднего в сторону увеличения основности и/или степени метаморфизма.

Расположение аномалий в плане представлено на рис. 7.2.

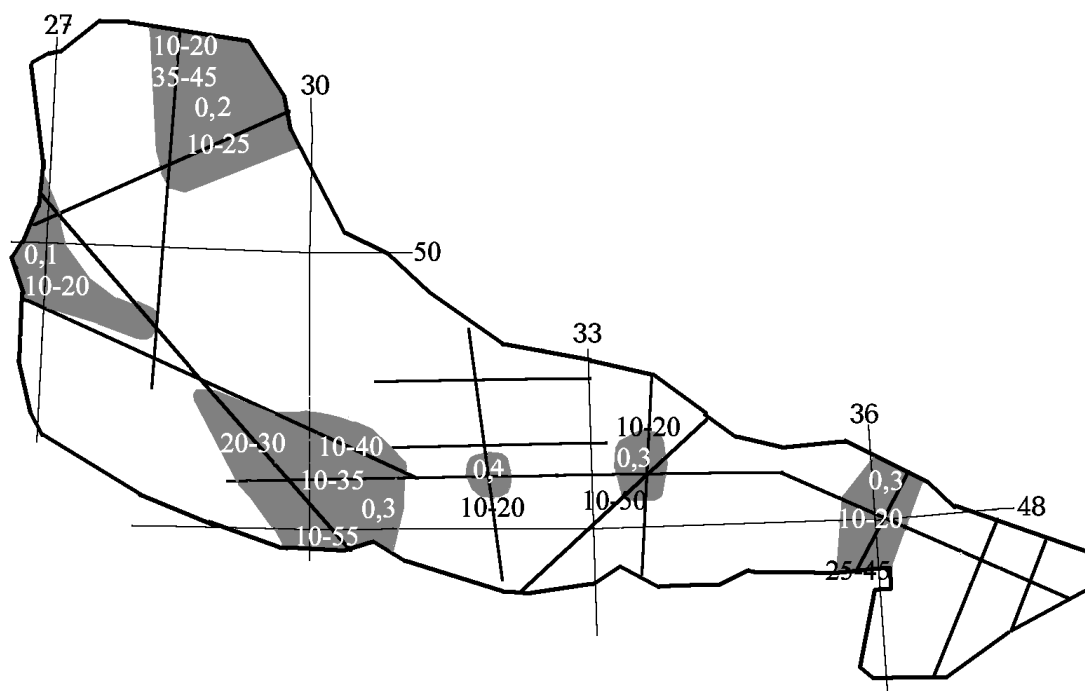


Рис. 7.2. Расположение блоков с аномально высокими значениями V_p в коре Украинского щита глубже 10 км. Цифры – значения максимальных аномалий (в км/с) и глубин (в км) их расположения на соответствующих профилях ГСЗ.

Выявление скоростных аномалий ограничено сетью профилей ГСЗ, поэтому не исключено, что породы с повышенными для данной глубины значениями V_p распространены на щите шире.

Конечно, скоростные неоднородности проявились и в плотностных моделях коры УЩ (см. рис. 4.12 и 4.13) и в расчетных значениях теплогенерации пород и согласованы с наблюдаемым гравитационным полем и тепловым потоком. В частности, плотностные аномалии достигают нескольких $0,01 \text{ г/см}^3$, т.е. являются довольно значительными отклонениями от фонового изменения σ с глубиной. В главе 4 доказано также существование плотностных неоднородностей, которые не выражаются в аномалиях V_p , так как связаны с вариациями концентраций рудных минералов. На рис. 7.3 представлена полная картина размещения в коре щита объектов, заметно отличающихся по физическим свойствам от фоновой модели.

В коре УЩ обнаруживаются несколько типов аномалий и их сочетаний, каждому

из которых может отвечать свой вариант аномалии состава и/или степени метаморфизма.

1. В коре Голованевской, Криворожско-Кременчугской и Орехово-Павлоградской шовных зон встречена комбинация двух аномалий: повышенного содержания рудных минералов и повышенных скоростей сейсмических волн. Глубина подошвы аномального слоя кажется значительной, практически – до раздела М. В Орехово-Павлоградской зоне она меньше, но лишь по данным ГIV (здесь сокращена и интенсивность аномалии скорости), по данным ГIII глубина подошвы аномалии значительна. То же можно сказать о Криворожско-Кременчугской зоне: по данным профиля XXIII и ГVIII установлены различные глубины подошвы скоростной аномалии. Аномалии в Орехово-Павлоградской зоне с севера и востока могут быть ограничены влиянием прогрева коры в Приазовской зоне современной активизации (см. гл. 8).

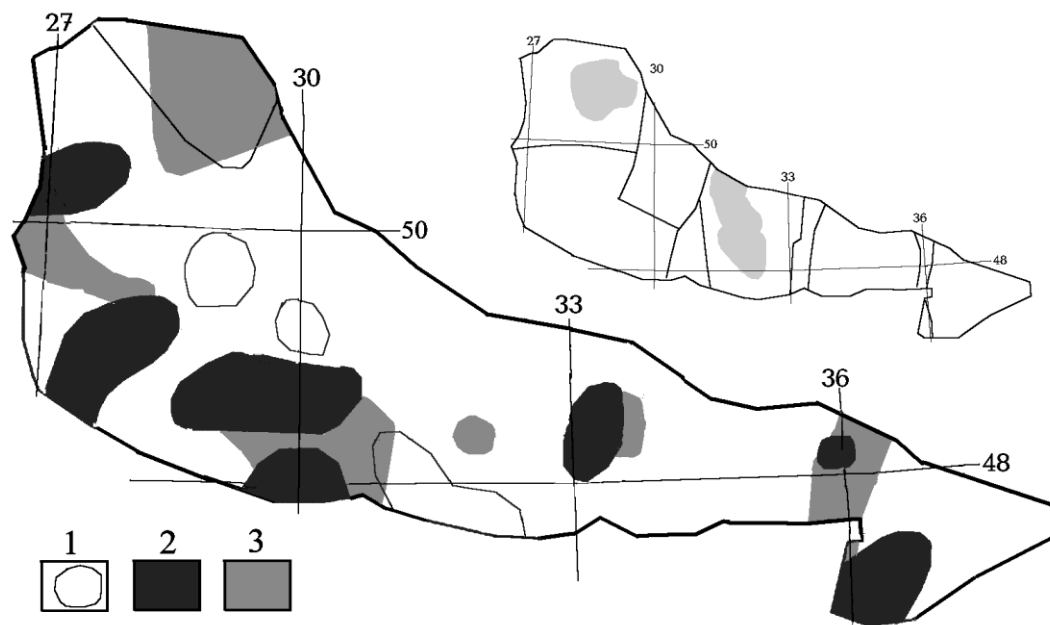


Рис. 7.3. Аномальные объекты в коре Украинского щита. На врезке показаны границы блоков УЩ и положение главных плутонов (см. рис. В.1)

1,2 - объекты с аномальным содержанием рудных минералов (и, соответственно, намагниченности) предположительно в интервале глубин 15-42,5 км (1 – пониженным в среднем на 1-1,5%, 2 – повышенным в среднем на 5%), 3 – объекты с положительными аномалиями V_p .

Сопоставив эту информацию с данными о распространении в перечисленных районах больших глубин эрозионного среза, часто - выходе на поверхность пород гранулитовой фации метаморфизма (рис. 5.11), можно сделать предположения о природе аномалий.

В их образовании может играть роль подъем фронта гранулитового метаморфизма. На рис. 5.17 видно, что возможно его смещение до 15 км по сравнению с типичным для УЩ. Для достижения такого результата необходимо, чтобы активная термическая история рассматриваемых районов завершилась достаточно интенсивным и длительным (не менее 10 млн. лет) прогревом коры. Такой вариант развития кажется вполне вероятным (см. гл. 6) для Криворожско-Кременчугской и Орехово-Павлоградской зон. В таком случае для объяснения аномалий не требуется существенного изменения состава пород, в переходном слое и низах «гранитного» увеличится количество основных образований гранулитовой фации, в «базальтовом» появятся породы эклогитовой

фации. Отметим, что такой вариант связан с подъемом подошвы слоя, в котором распространены большие концентрации рудных минералов, в частности – магнетита, или, по крайней мере, уменьшением намагниченности нижней части магнитоактивного слоя.

Однако, по крайней мере, в Голованевской шовной зоне, вполне вероятен значительный вертикальный подъем глубинного вещества коры по сравнению с соседними районами (см. гл. 5). В менее выраженном виде его нельзя исключить и в Криворожско-Кременчугской и Орехово-Павлоградской зонах. Такой вариант объяснения аномалий подразумевает изменение химического состава рассматриваемых массивов пород по сравнению с соседними, эквивалентное в пределе смещению содержаний окислов и относительного количества пород разного состава в коре на 10 км влево на рис. 7.1. Это смещение достаточно полно объясняет аномалии физических свойств пород коры и глубины эрозионного среза. В таком смысле можно говорить о базитовом составе коры шовных зон. Необходимо допустить, что процесс поднятия сопровождался увеличением мощности коры за счет мантийного материала, ранее отсутствовавшего в ее составе. Согласно представлениям адвекционно-полиморфной гипотезы такие образования формируются за счет коро-мантийной смеси [29,48]. Действительно, почти все случаи появления слоя КМ на щите отмечены в пределах рассматриваемых районов и примыкающих к ним (см. ниже) с северо-запада (рис. 1.13).

Имеющиеся данные позволяют предположить участие в формировании аномалий обоих факторов. Воздействие последнего, вероятно, было больше в Голованевской зоне, первого – в Криворожско-Кременчугской и Орехово-Павлоградской зонах.

2. В юго-западных частях Подольского и Волынского блоков сочетание аномалий повышенной скорости и повышенного содержания рудных минералов (повышенной намагниченности) напоминает установленное в шовных зонах, хотя и выражено менее явно (рис. 7.3). Здесь также распространены на поверхности породы «гранулитовой дуги» УЩ (см. гл. 5). Отличие в незначительности скоростной аномалии и расположении ее в верхней части разреза коры (рис. 7.2). Это может быть связано с попаданием практически всего рассматриваемого района в пределы Подольской зоны современной активизации с прогретой корой. Такое сочетание (осложненное неясностью северо-восточной границы зоны современной активизации) не позволяет провести количественный анализ выявленных аномалий. Можно лишь предположить, что к району применимы соображения, высказанные выше по отношению к шовным зонам.

3. В коре Коростенского плутона обнаруживаются одновременно аномалии повышенной скорости (в интервале глубин 10-20 и 35-45 км) и пониженного содержания рудных. В плутонах Кировоградского блока такое совпадение не достигнуто, но можно предположить (см. рис. 4.1), что область малоинтенсивного понижения содержаний рудных минералов распространена севернее показанной на рис. 7.3, а ограниченность района с повышенными V_p (на 10-20 км) обусловлена прогревом коры в Кировоградской зоне современной активизации (см. гл. 8). Следует отметить, что скоростная аномалия и, частично, аномалия содержания рудных минералов расположены в пределах гранитного Новоукраинского плутона, а не Корсунь-Новомиргородского, по возрасту и составу аналогичного Коростенскому. Скоростная аномалия малодостоверна: она отсутствует на ГIV, наблюдается только на профиле ГСЗ XXIV.

Сопоставив эти данные с пониженными значениями Δg и толщины коры под частью Коростенского плутона (эти аномалии наблюдаются и на Кировоградском блоке, но там они могут быть вызваны активизацией), можно сделать вывод об обеднении пород коры железом в составе окислов, сульфидов и силикатов. Для объяснения аномалий скорости

(0,1-0,2 км/с) необходимо понизить содержание $\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3$ в силикатах примерно на 5%, а аномалии намагниченности – понизить количество рудных минералов примерно на 1,5% (магнетита – на 0,5-1%). Эти изменения состава относятся к верхней и средней частям коры, в нижней части под Коростенским плутоном повышение скорости связано со слоем КМ, расположенным на необычно малой глубине.

4. В северной части Подольского блока, южной части Росинско-Тикичского и южной части Кировоградского блока выделены аномалии пониженного содержания рудных минералов в коре (рис. 7.3). Другие возмущения отсутствуют. Метаморфизм пород на поверхности и величина эрозионного среза различны. Здесь вполне обоснованным кажется предположение об обеднении пород коры рудными минералами в указанной выше степени без значительного изменения состава самих пород.

Геофизические данные могут быть использованы и для рассмотрения некоторых общих закономерностей эволюции коры. Распространено мнение о принципиальном отличии архейской коры от возникшей позже. «... процессы роста континентальной коры экстраполируются во времени не более чем до раннего протерозоя включительно» [132, с.12]. Отличие архейских осадков от протерозойских и состав выходящих на поверхность пород некоторых древних блоков указывают на то, что для архея не была характерна блоково-слоистая структура современной коры. Она состояла из кислых и основных пород, не прошедших дифференциацию анатексисом на сравнительно кислую верхнюю часть и основную (сухую, гранулитовую) нижнюю [132]. Подтверждением такого изменения структуры коры при переходе к протерозою служит различие в знаке аномалий концентрации Eu. Считается, что в постархейской коре отрицательная аномалия присуща породам верхнего слоя, положительная – нижнего, а в архейской коре такое различие отсутствует. «...Eu-аномалия...обусловлена химическим фракционированием внутри континентальной коры, связанным с образованием богатых калием гранитов...» [132, с.61]. Остается непонятным, почему на протяжении архея (т.е. в течение сотен млн. лет) процессы фракционирования (анатексиса) не действовали.

Сравним скоростные разрезы под кислыми-средними и основными породами протерозойского Коростенского плутона и области развития архейских пород гранулитовой фации (эндербитов и основных) на юго-западе щита (рис. 7.4). Для сопоставления необходимо учесть различия в эрозионном срезе районов (рис. 5.11). Он примерно на 10 км больше в гранулитовой зоне, поэтому ее скоростные разрезы смещены на эту величину, а значения скорости увеличены в соответствии с влиянием температуры и давления. Распределение V_p глубже 10 км в гранулитовой зоне оказывается довольно близко к среднему для щита, значительные аномалии не обнаруживаются. Можно предположить, что в коре произошло разделение на слои. В коре Коростенского плутона, напротив, дифференциация скорости (и состава) в верхней коре очень значительна, в нижней - скорее всего сохранились неизменными вторгшиеся при последней активизации основные выплавки, железистость которых меньше, чем у типичных коровых пород (см. выше).

Таким образом, различие коры архейского и протерозойского возрастов оказывается обратным предполагаемому. Можно сделать вывод о том, что степень фракционирования коры определяется не возрастом пород блока, а возможностью фракционирования после последней существенной замены коровых пород мантийными выплавками. Судя по данным, приведенным в главе 5, после образования плутонов (последние 1,7 млрд. лет) в тектоносфере УЩ не было условий для многоактных активизаций, сопровождаемых региональным метаморфизмом. Это подтверждается и геологической информацией по щиту: «...кислотный метасоматоз.. сменялся щелочно-известковым...

С этими процессами связаны рудопроявления и месторождения... , которые претерпели наложенный региональный метаморфизм - чаще всего

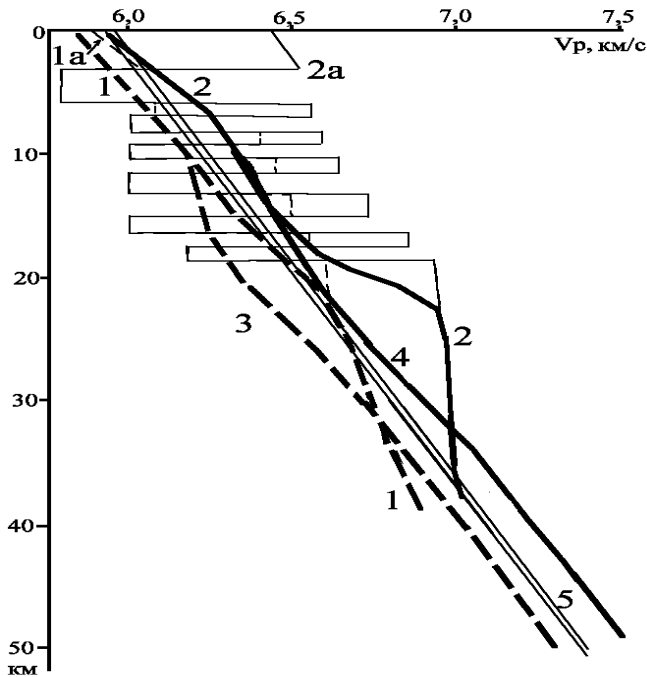


Рис. 7.4. Распределение V_p в коре Коростенского плутона и Подольского блока УЩ

1,2 - Коростенский плутон (1 - пк 210, 2 - пк 240 на геотраверсе II), 1a и 2a - послойное распределение V_p в верхней части разреза по [66], 3,4 - Подольский блок (3 - пк 540, 4 - пк 440 на геотраверсе VI), 5 - среднее распределение V_p в коре щита.

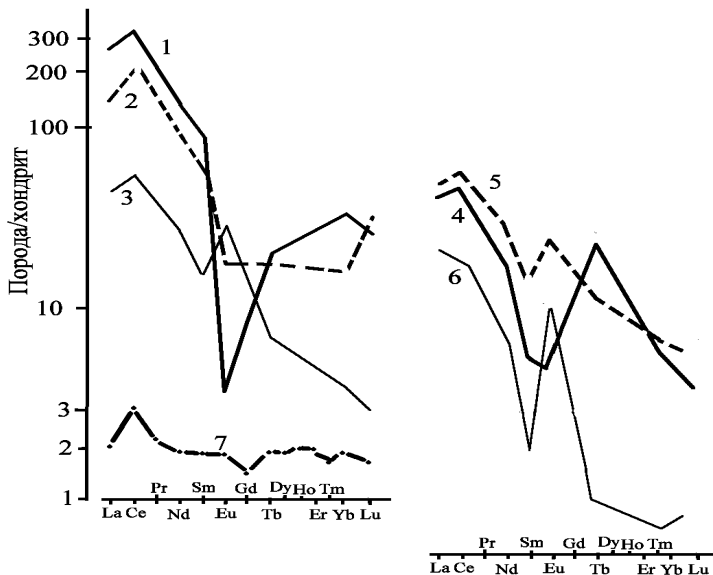
позднеархейский и раннепротерозойский... Щелочной метасоматоз, чаще всего среднепротерозойский (1,8-1,7 млрд. лет), протекал без заключительного регионального метаморфизма.» [6, с.129].

По геологическим данным [168] гранулитовый метаморфизм рассматриваемых пород Подольского блока достигнут уже в архее, в РТ-условиях нижней части переходного слоя коры того времени. Логично предположить, что для «базальтового» слоя он тем более был

характерен. Фракционирование вещества коры уже должно было произойти.

Рис. 7.5. Распределение р.з.э. в некоторых породах УЩ по [168].

Коростенский плутон: 1 - гранодиорит, 2 - гранит рапакиви (возраст - 1767 ± 2 млн. лет), 3 - анортозит (возраст 1760 ± 1 млн. лет) [16,26,168], Корсунь-Новомиргородский плутон: 4 - гранит (возраст - 1760 ± 5 млн. лет), 5 - габбро-анортозит, Днестровско-Бугский район: 6 - эндербит (возраст $\sim 3100-3400$ млн. лет), 7 - распределение р.з.э. в породах мантии.



Сведения об аномалиях концентрации Eu на Украинском щите не обнаруживают отчетливой привязки к породам определенного возраста и степени метаморфизма (рис. 7.5).

Концентрация K_2O в эндербите Днестровско-Бугского района понижена по сравнению с менее метаморфизованными кварцевыми диоритами (породами с тем же содержанием SiO_2) и составляет $1 \pm 0,5\%$. Отрицательная Eu-аномалия и пониженное содержание K_2O ($0,6\%$) установлены и в древнейших эндербитах Новопавловской

ассоциации пород (Орехово-Павлоградская зона). В сопутствующих базит-ультрабазитовых образованиях содержание K_2O повышено,

Eu-аномалия отсутствует [168]. На низком уровне находятся концентрации K_2O в анортозитах плутонов, а в гранитах рапакиви они высоки – 5,0-5,5% [168]. Общепризнанная связь Eu-аномалии с содержанием в породе калия проявляется отчетливо, но природа вариаций содержаний различна. Говорить об одном знаке Eu-аномалии в породах целого слоя коры нельзя.

Таким образом, признаваемое многими авторами фундаментальное отличие архейской коры от более поздней на УЩ не фиксируется.

7.2. Верхняя мантия

Восстановление разреза мантии даже по ксенолитам, особенно вынесенным ультрабазитами и базитами, неоднозначно, так как интерпретатор руководствуется теоретическими предпосылками возможности появления пород того или иного состава на каждой глубине, их распространенности. Еще сложнее установить его по составу выплавившихся пород, который в большей степени отражает состав верхней кромки астеносферного слоя, и лишь опосредованно связан с составом мантии. Разработка теории процессов в астеносфере только начата. Поэтому сначала необходимо сформулировать некоторые общие представления о формировании мантийных пород (и ксенолитов).

7.2.1. Процессы формирования мантийных ксенолитов. Состав мантии региона, как правило, восстанавливается по ксенолитам, вынесенным кимберлитами, кимберлитоподобными породами, щелочными базальтами. В общем случае определяется минеральный и химический состав образца; химический состав каждого минерального вида (в нескольких точках); приводится описание структуры, характеризующее относительное время образования каждого минерала и процесс формирования ксенолита; РТ-условия образования. Составлена классификация мантийных пород [129,143], а также изучены процессы образования ксенолитов различных петрографических серий и групп, объединенных близостью состава и общностью происхождения [130].

Ксенолиты отражают три типа процессов.

1. Формирование каркаса мантийного субстрата после активизации, в течение которой происходит вынесение активных компонентов из расплавов астеносферного слоя к поверхности - деплетирование. Так возникают серии метаморфических лерцолитов и гарцбургитов, в составе которой преобладают равномернозернистые шпинелевые, шпинель-гранатовые и гранатовые перидотиты. Сложены оливинами и ортопироксеном (на 85-95%), клинопироксеном - до 5%, гранатом (шпинелью) - 3-12 %. Особенности состава минералов: низкая (до 8%) железистость оливины; гранат - пироп, хром-пироп. Низкохромистые гранаты более характерны для лерцолитов, высокохромистые - для менее распространенных гарцбургитов. По трещинам развиты графит, хромит. Эти породы обеднены базальтоидными компонентами. «Структуры и текстуры пород свидетельствуют о широких проявлениях в них метаморфической кристаллизации в условиях медленно действующего одностороннего давления. Реликтовые деформированные мегакристаллы ортопироксена, прошедшие стадию распада твердых растворов и частичную перекристаллизацию, вероятно, указывают на дометаморфический мегакристаллический тип пород и, возможно, на их кумулятивную магматическую природу» [129, с 27].

2. Формирование обогащенных участков, в которых скапливаются некогерентные элементы: пироксенитов со структурами распада, ранних метасоматитов. Кристаллизуются по мере образования лерцолитового «каркаса» из избыточных

элементов

2.а. Метаморфическая пироксенитовая серия пород объединяет пироксениты, вебстериты, оливиновые вебстериты. Магнезиально-железистые составляют не более 2% от общего количества ксенолитов, а магнезиальные встречаются только в трубке Мир (0,4%).

Среди пироксенитов преобладают ортопироксеновые разности с гранатом. В породах пироксенитовых серий Сибирской платформы - СП (трубки Мир и Удачная) сопряженно возрастают содержания железа и натрия, что говорит о повышенной щелочности расплава, из которого они образованы. Предполагается, что «пироксенитовые серии представляют собой продукты кристаллизации протокоматиитовых расплавов, пропитывавших ... мантийную литосферу в виде крупных пластовых интрузий» [128, с.47]. Далее следует перекристаллизация этих образований, часть из которых, вероятно, представляла ортокумулаты высокотемпературных пироксенов пижонитового типа. Это обогащенные базальтоидной составляющей участки мантии.

Эклогиты отличаются высоким содержанием граната. Доля граната от 15-25 % в магнезиально-железистых породах (альмандин-пиропы с высоким содержанием кальция) до 40-45 % в магнезиальных (клинопироксен - омфациит). Настоящие эклогиты с высоким содержанием граната в породах СП редки.

2.б. По структурному признаку выделяются серии «магматических мантийных пород». Возможно, они образуются из остаточных расплавов на границе литосфера-астеносфера, либо представляют мантийные интрузивы. Их состав разнообразен, по всей видимости, отвечает составу расплавов, образующихся на верхней кромке астеносферы. К этой серии в [129] отнесены гранатовые клинопироксениты, оливиновые вебстериты, лерцолиты со структурами распада (3% от общего числа ксенолитов). Первичный парагенезис включает гранаты, клино- и ортопироксены, оливин, флогопит (нескольких генераций), ильменит, сульфиды. Часты включения гранатов в клинопироксене и пироксенов в гранатах. Сульфиды присутствуют в виде полисульфидных глобулей в пироксенах и гранатах, образуют вкрапленность между силикатами.

К этой же группе, вероятно, относятся ильменитовые гипербазиты. Минералы характеризуются высоким содержанием железа и титана и низким – хрома. Фиксируется примесь кальция, алюминия, натрия в силикатах.

Среди дунитов выделяют высокомагнезиальные и железистые. Первые содержат хромит, пироп, хромдиопсид, часто – алмаз (графит). Железистые несут следы перекристаллизации в условиях стресса, содержат гранат, ильменит, пироксен, флогопит, сульфиды, рутил.

3. Породы, сформированные с привнесением вещества – метасоматические.

Возникают после активизации при перемещении небольших количеств остаточных расплавов-растворов, которые формируют и ранние метасоматические парагенезисы. Они могут быть слабо щелочными. В этом случае развиты парагенезисы со структурно уравновешенными флогопитом±клинопироксеном±сульфидами±апатитом±графитом±ильменитом. Подобные ассоциации появляются среди пород, отнесенных к метаморфическим. В «магматических» подобный метасоматоз проявляется в образовании прослоев флогопит-клинопироксеновых пород с рудными (магнетитом), выполнении межзерновых промежутков пластинками флогопита совместно с зернами диопсида и мелкими зернами сульфидов, развитии клинопироксена по ортопироксену. В нейтральной и слабо кислой среде ранние метасоматиты также могут быть представлены реакционными агрегатами флогопит–хромдиопсид, хромовая шпинель, развитыми в гранатовых перидотитах и пироксенитах. Реакционные агрегаты замещают первичные

минералы (гранат) «наблюдаются признаки неравновесного замещения при взаимодействии с введенным флюидом-расплавом» [129, с.177].

Из приведенного описания следует, что резкой границы между группами нет. Главная особенность всех мантийных пород, сформированных из остаточных расплавов, – восстановительные условия кристаллизации. Кислотность-щелочность колеблется возле нейтрального значения (лерцолит), может быть несколько выше - формируется серия пород, обогащенных алюминием, железом, титаном, натрием и кальцием (в разных соотношениях в зависимости от рН среды, определяемого составом компонентов). Магнезиальная серия пород с минералами хрома и малым содержанием кальция образуется из нейтральных расплавов. В слабо кислой среде формируются глиммериты, дуниты.

Характерно, что изменение рН происходит по мере кристаллизации минералов. В процессе связывания кислорода в кремнекислородные тетраэдры выделяется свободный углерод, в присутствии катализаторов (соединений хрома и марганца) и при достаточном давлении может происходить рост алмаза.

Распространение и размеры подобных участков в мантии каждого региона будет определять размах активизации и состав магматических и эксгальационно-осадочных пород, а количество и состав некогерентных элементов – состав флюидов и геохимическую специализацию расплавов, возможность появления полезных ископаемых и их состав.

Разрез мантии (% состав ксенолитов, вынесенных кимберлитовыми трубками) различен даже в одном регионе. Среди ксенолитов трубки Мир преобладают равномернозернистые разновидности (60%). В трубке Удачная шире представлены катаклазированные лерцолиты и гарцбургиты (61%). На долю равномернозернистых гранатовых приходится 14%, шпинелевых разновидностей перидотитов - 9%. При приближении к северной окраине СП (трубка Обнаженная) увеличивается доля магнезиально-железистых и железистых пород - пироксенитов (вебстеритов), ильменитовых гипербазитов (4%), железистых дунитов, а также пород серии *marid* и глиммеритов (до 2%), образующихся вследствие неравновесной магматической кристаллизации, наложенного метасоматического обогащения [143].

Появление астеносферы в процессе следующей активизации сопровождается формированием слоя максимального плавления на ее кровле, от которого отделяются надастеносферные флюиды–расплавы. Увеличение объема вещества в процессе плавления, а также подъем флюидов приводят к деформированию мантийных пород над астеносферой. Появляются трещины, по которым поднимаются флюиды, преобразуя боковые породы. Во всех кимберлитовых трубках присутствуют деформированные перидотиты со следами прогрева при перекристаллизации, происшедшей с привнесением вещества при наложенном метасоматозе, катаклазе в условиях бокового давления. Отличаются гетерогенностью состава минералов даже в пределах одного зерна. На геотермах платформ размещаются на высокотемпературной глубинной (более 150 км) ветви [177,178].

Деформация пород с метасоматическим преобразованием происходит в процессе «позднего метасоматизма». В ксенолитах из кимберлитовых трубок СП он проявлен в развитии вторичных калиевых амфиболов, титан-флогопитов, обогащенной глиноземом шпинели и джерфишеритов в реакционных каймах на гранате (джерфишериты – сульфиды железа, никеля и калия, содержащие хлор). Процесс сопровождается привнесением летучих и крупноионных литофилов и связан с образованием кимберлитов, частичным плавлением. Главная особенность метасоматитов позднего

этапа - неравновесные условия кристаллизации и перекристаллизации в присутствии окисленных флюидов щелочных и кислых, смешанных или наложенных друг на друга в зависимости от степени смесимости.

Фанерозойские кимберлиты и лампроиты образуются на периферии активных регионов, непосредственно в которых все процессы, в том числе и метасоматические, протекают значительно интенсивнее. Происходит замещение минералов, вплоть до полного преобразования, при перемещении вещества возникают кристаллы в проницаемых зонах. Например, гранат-пироксеновая друза вулкана Шварын-Царам (Монголия): вебстерит преобразован флюидом из высокоплотной CO_2 (~70 % объема) со взвешенными каплями сульфидно-силикатных расплавов (~30 % объема) [80].

Среда подобного флюида и переносимые элементы определяются условиями на кровле астеносферы. Эта ситуация фиксируется в Карпатско-Паннонском регионе (КПР), где детально исследованы ксенолиты мантии, вынесенные неогеновыми базальтами на севере Паннонского бассейна (вулканические поля оз. Балатон, Ноград), а также на востоке Трансильванского бассейна (Першани) [182,183,208,209].

Образцы вынесены с глубины 45-50 км и менее ($T \leq 1000^\circ\text{C}$), в районе оз. Балатон - 50-55 км ($T \leq 1100^\circ\text{C}$) [80]. Структуры во многих случаях несут следы катаклаза и прогрева. Представлены шпинелевыми перидотитами с высоким содержанием оливина (47-97%), ортопироксена - энстатита (12-34%), хромдиопсида (0-19%) и незначительным количеством шпинели (0-0,5%). Эти породы представляют собой «нормальный» мантийный разрез. Однако зафиксированы и другие варианты. Среди ксенолитов Першани и Нограда широко представлены разности, содержащие амфибол (в некоторых случаях до 75%). В меньших количествах амфиболсодержащие лерцолиты присутствуют во всем КПР. Флогопиты развиты намного реже. В основном встречены в дунитах, изредка в лерцолитах. Эти породы образованы и преобразованы с участием щелочных флюидов, а сами ксенолиты вынесены щелочными базальтами. Они совершенно отличны от ксенолитов палеогеновых лампрофиров Буды (в северо-восточной части оз. Балатон), в которых присутствуют флогопиты, иногда слагая 100% породы. Это - флогопитовые лерцолиты, флогопитовые ортопироксениты, флогопитовые верлиты, флогопитовые клинопироксениты, клинопироксеновые флогопиты, глиммериты. Они генетически связаны с калиевыми (безнатриевыми) диабазами, в зоне Закарпатья-Апусеней-Среднегорья - породами трахибазальт-латитовой формации: оливиновыми базальтами и лейцититами, в Паннонском массиве - калиевыми лампрофирами.

Таким образом, щелочные базальты предваряются окисленными флюидами карбонатно-кальциевыми с кремнеземом и натрием, а породы с калиевой специализацией - минералообразованием с участием окисленных флюидов, обогащенных калием (вероятно, хлоридно-силикатных). Формирование подобных обогащенных участков происходит вследствие преобразования пород «нормального» разреза на дастеносферными флюидами.

7.2.2. Предположения об изменении состава мантийных пород докембрия Приднепровского блока и Приазовского массива УЩ. Оценивать состав верхней мантии в архее-раннем протерозое сложно, так как достоверно не известны мощности тектоносферы и астеносферы, возможность поступления вещества из нижней мантии. Гипотетические модели базируются на результатах исследования магматических и эксгаляционных пород, а также представлениях о процессах их формирования, и лишь в какой-то мере контролируются составом ксенолитов протерозойских и фанерозойских кимберлитов.

СОСТАВ КОРЫ И ВЕРХНЕЙ МАНТИИ УЩ И ЕГО ЭВОЛЮЦИЯ ВО ВРЕМЕНИ

Активизации сопровождаются вынесением и перераспределением вещества. Спектр выносимых к поверхности элементов на каждом этапе своеобразен и в значительной степени определяется составом флюидов, взаимодействующих с расплавом астеносферы (см. гл. 6.2). Рассмотрим характер обогащения магматических расплавов и эксгальционных пород, определяющих характер деплетирования мантийных горизонтов.

В период формирования Новопавловской структуры в зоне Орехово-Павлоградского разлома дифференциация вещества в астеносфере происходит при высокой фугитивности кислорода, метаморфические преобразования у поверхности - при высокой активности CO_2 (и, в меньшей степени - H_2O). Образуются породы нормального ряда, магма которых дифференцирована на глубинах от, как минимум, 150 км до поверхности. В период формирования метабазитовой формации ЗКС ПБ (до 3,17 млрд. лет назад) также формируются породы нормального ряда, дифференцированные при участии H_2O (и, в меньшей степени - CO_2). Фиксируется и присутствие галогенов и щелочей, карбонатного флюида. Но они не оказывают влияния на дифференциацию, так как оно нивелируется присутствием воды. Нет причин считать, что существуют принципиальные различия в составе мантийного субстрата в период 3,65-3,37 млрд. лет.

Разделение территории на блоки - ККЗ+северная часть ПБ и южная часть ПБ (разделенные Девладовским разломом), ОПЗ и ЗП, ВП, характеризующиеся разным флюидным режимом дифференциации мантийных расплавов, происходит после формирования метабазитовой и перед появлением коматиитовой формации - 3,17 млрд. лет назад. На севере ПБ дифференциация идет при высокой фугитивности кислорода и в кислой среде. Преобладает окисление, активность кислорода высока настолько, что щелочи и щелочноземельные остаются в мантии. Металлы выносятся в виде хлоридных и сульфидных соединений. Участок максимального окисления - Сурская структура.

На юге ПБ сохраняются прежние условия дифференциации. Выносятся избыток базальтоидной составляющей, избыток кислорода расходуется на образование воды. Расплавы дифференцированы в нейтральной среде. Содержащие воду основные магмы выносятся к поверхности, формируя мощные толщи спилитов и амфиболитов.

На ПМ высокая активность кислорода сопряжена с повышенной щелочностью. В архее расплавы ПМ также содержат воду, поэтому влияние щелочности на дифференциацию расплавов мало, однако эксгальционные породы отличаются от распространенных на ПБ. Преимущественно выносятся щелочноземельные, а также элементы, активные во фторидных комплексах, карбонатных расплавах.

Таким образом, уже 3,2 млрд. лет назад заданы тренды дифференциации, которые сказываются на протяжении всей дальнейшей истории развития. Под ПБ и его северным продолжением в ДДВ дифференциация происходит при преимущественном влиянии хлор-содержащих флюидов, в ВП и Донбассе - при повышенной щелочности и преимущественной активности фтор-содержащих флюидов. ОПЗ, ЗП и стык ДДВ и Донбасса являются «буферной» зоной, которая по характеру процессов примыкает то к одному, то к другому блоку.

Причиной различия может быть изначальное обогащение северной части ПБ элементами группы железа, платины, которые окисляются сами и катализируют процесс окисления. Возможно, определяющим является присутствие хлора, создающего кислую среду архейских расплавов. Направление реакций в астеносфере под ПМ, возможно, определялось изначальным обогащением мантии углеродом и обеднением относительно ПБ металлами группы железа. Неравномерно и распределение между блоками щита галогенов - под ПМ уже в архее фиксируется обогащение фтором. Другим объяснением может быть перераспределение флюида до 3,4 млрд. лет назад. Возможен механизм типа

гальванического элемента: латеральное перемещение вещества астеносферы - комплексных соединений и ионов - под действием электродвижущих сил. Обогащенная углеродом среда выступает в качестве катода, элементами группы железа - анода.

Отсутствие щелочных и щелочноземельных элементов в коматиитах не означает их дефицита в мантии (как предполагалось ранее [48,142]), а объясняется высокой активностью кислорода и присутствием хлора при формировании как магматических, так и эксгальционно-осадочных пород коматиитовой (базит-ультрабазитовой) формации Сурской и Верховцевской структур ПБ. Эти элементы остаются в остаточных мантийных расплавах и выносятся к поверхности во время фанерозойских активизаций ДДВ. Соответственно мантия, производящая коматииты, не обязательно должна быть обеднена базальтоидной составляющей. Вероятно - наоборот, так как появление коматиитов связано с высокой активностью кислорода и воды, которые могут попасть в расплав при плавлении силикатов и минералов, в том числе, содержащих воду в кристаллических решетках. Таким образом, флогопиты, амфиболы должны быть очень широко развиты в мантии архея и протерозоя. Обогащение пород ЗКС карбонатами и джеспилитами предполагает развитие в мантии графита и пород, обогащенных железом.

Деплетирование мантийного субстрата происходит с разной интенсивностью, а также с различным составом выносимых элементов и соединений, который зависит от состава активных компонентов, выносящих к поверхности петрогенные элементы. Максимально - на юге ПБ. До 2,6-2,5 млрд. лет назад здесь сформированы три яруса. Кремнезем, глинозем, щелочи и кальций выносятся вместе с железом, углекислотой и водой магматическими расплавами, возникшими в нейтральной среде при высокой степени плавления, а также эксгальциациями, сформированными при незначительных колебаниях кислотности-щелочности. Равномерно и постоянно выносятся все элементы (соединения), представляющие базальтоидную составляющую мантии (ср. с гл. 5).

В северной части ПБ происходит преимущественно вынесение металлов группы железа, платины, углерода и кремнезема в виде окисленных эксгальциаций и магм, сформированных в кислой среде. Происходит интенсивное, но неравномерное деплетирование мантии в течение двух этапов. Формируется мощная толща пород с преобладанием минералов - окисленных форм кремнезема, углерода, магния, железа и их сочетаний. Натрий, кальций, алюминий и элементы, с ними сопряженные, должны присутствовать в мантии после формирования ЗКС. Калий в архее также инертен.

После формирования второго яруса ЗКС ПБ из мантии удален избыток кислорода. Таким образом, «водосодержащая мантия» существует до 2,8 млрд. лет назад. К 2,6 млрд. лет назад из мантии непосредственно под ККЗ, от Конско-Белозерской структуры до ЗП выносятся остаточный кислород и железо (ККЗ не участвует в активизации с 3,2 до 2,8 млрд. лет назад) в составе хлоридных (с кислородом) флюидов, обогащенных железом. В отсутствии воды резкие колебания кислотности-щелочности приводят к их накоплению на кровле астеносферы и вынесению к поверхности. Т.е. на севере ПБ, а также в ККЗ щелочи (и натрия, и калия) могут сохраниться в составе мантии. Не выносятся и фтор. Инертность территории в период 2,1-1,8 - эпоху максимального вынесения щелочей, глинозема, галогенов - приводит к накоплению их в мантии.

Это подтверждается составом мантии герцинского возраста ПБ-ДДВ. Широко представлены ксенокристаллы гранатов альмандин-пиропового ряда, фтор-апатит, муассанит [102]. Флогопиты и амфиболы (магматические) содержат фтор и хлор. Присутствие муассанита также свидетельствует о большой роли фтора в глубинных флюидах. Очевидно, что в регионе имеют место отклонения от состава лерцолита в сторону недеплетированного пиролита во всем интервале мантийных глубин. В

ультраосновных породах ДДВ резко повышены содержания Fe, Ca, щелочей, связанных с карбонатно-кальциевыми и фторидно-натриевыми флюидами. В перми возрастает роль K и Si, перераспределяющихся флюидной составляющей с хлором. В мантии должны быть намного шире, чем в лерцолите, представлены образования типа ильменитовых и флогопит-содержащих гипербазитов (в том числе, глиммеритов), амфиболитов. Появление в ДДВ герцинских щелочных пород и карбонатитов, слоев ангидрита и гипса, каменной и калийной соли в девоне и перми можно объяснить спецификой деплетирования в архее, практически полным отсутствием активизации и вынесения элементов в протерозое щелочными расплавами и флюидами.

Вынесение некогерентных элементов (в первую очередь щелочей и галогенов) максимально в период активизации 2,1-1,8 млрд. лет назад. К началу протерозойского цикла активизаций в расплавах ЗП фиксируются аномально высокие содержания натрия и когерентного фтора, о чем свидетельствует высокая щелочность расплава и состав аксессуарной минерализации. Часть хлора вынесена при образовании третьего яруса в период 2,7-2,6 млрд. лет назад. Повышенной щелочностью характеризуются даже породы, дифференцированные на 150-200 км – щелочные пироксениты. Присутствуют и хлоридно-калиевые флюиды (в смеси с фторидно-натриевыми), однако их концентрации ниже, на начальных этапах активизации они не оказывают влияния на дифференциацию. Их накопление осуществляется за счет удаления фтора и натрия в процессе дифференциации и (или) за счет латеральных перетоков вещества (с запада на восток) на заключительных этапах протерозойского цикла.

В ВП картина обратная. В начале активизации формируются породы с калиевой специализацией. Здесь неизвестны активизации, синхронные ККЗ. Хлоридные флюиды «сохранились» в составе мантийного субстрата и выносятся именно в начале протерозойского цикла. Натрий присутствует, однако щелочность уравнивается присутствием хлора - на конечном этапе образуются анадольские граниты с преобладанием калия при высоких содержаниях и натрия. То есть присутствуют обе флюидные составляющие, но преобладают хлоридно-калиевые флюиды. По мере активизации нарастает влияние на процесс щелочности – полевые шпаты сменяются фельдшпатоидами, растет железистость и щелочность минералов, формируются массивы мариуполитов и нефелиновых сиентов. В центральноприазовской серии развиты обогащенные глиноземом породы, графит, кальцифиры и мраморы, специфический состав железистых пластов также указывают на высокую щелочность расплавов.

Таким образом, вынесение вещества из мантии задается составом флюида, активность которого определяется активностью элементов флюида и их концентрацией. Очевидно, что самый активный - кислород, формирующий карбонатный флюид и воду, а также расплавы, обогащенные Si и в меньшей степени - Al. Формирование ЗКС в период до 2,8 млрд. лет назад - эпоха удаления кислорода из мантии. Со времени формирования ККЗ и Белозерской серии активизации происходят с преобладающим влиянием хлоридных и щелочных фторидно-натриевых флюидов. Они содержат воду, но в количествах, не оказывающих решающего влияния на дифференциацию. Щелочные флюиды появляются после удаления хлоридных и избыточного силикатного расплава. В период 2,1-1,85 млрд. лет назад происходит удаление из мантии галогенов и сопряженных с ними щелочей. От архея до современности присутствует CO₂, в щелочной среде - углеводороды.

Удаление элементов по мере уменьшения активности (и концентрации) может свидетельствовать о том, что для объяснения появления метасоматизирующих флюидов нет необходимости привноса вещества из нижней мантии, глубинной астеносферы.

Флюиды могут формироваться непосредственно при плавлении и окислительно-восстановительных реакциях, их вынос идет от более активных к менее активным.

Важный процесс, приводящий к формированию преимущественно лерцолитовой, но недеплетированной мантии на УЩ (к 1,8-1,75 млрд. лет назад), - вынесение вещества в процессе гранитизации, которое происходит на всем щите в течение архея и протерозоя. Состав гранитизирующих и фенитизитрующих расплавов различен, зависит от состава флюида, однако именно гранитизирующие флюиды выносят максимум SiO₂, Al₂O₃, щелочей и Са. С одинаковой интенсивностью процесс проявлен на территории всего щита, а состав минералов и пород связан с составом флюидов.

Близкие возрасты этапов развития мантии и коры получены для ксенолитов Алдано-Витимского щита и Центральной Монголии по изотопным соотношениям в Sm-Nd-системе [79]. Самые ранние образованы 2,2-1,7 млрд. лет назад, после этого мантия частично деплетирована. Второй главный «геохронологический рубеж в эволюции литосферы Центральной Азии по изотопным данным» [79, с. 1318] - около 0,6 млрд. лет назад. В изотопном составе ксенолитов фиксируется повторное деплетирование и метасоматоз. После этого этапа мантия уже полностью деплетирована, а причиной активизации Байкало-Монгольского региона 0-45 млн. л назад является мантийный метасоматоз.

7.2.3. Состав мантии УЩ по ксенолитам. Фанерозой ПМ. Состав восстановлен по количественным соотношениям гранатов разных типов, вынесенных кимберлитами трубки Южная [156]. Самые глубинные гранаты вынесены со 125 км.

1. Шпинель-гранатовые (60-65%) и гранатовые лерцолиты (16%). Оливины и ортопироксены - 85-95% пород, гранаты с повышенными содержаниями Ti встречаются в флогопит-ильменитовых прожилках вместе с хромдиопсидом, хромистой шпинелью.

2. Хромит-гранатовые гарцбургиты и ортопироксениты (по 1-2%). Содержание Cr₂O₃ в хромитах более 60%. Они встречаются совместно с титанистой шпинелью с высоким содержанием алюминия. Максимально деплетированные парагенезисы.

3. Деформированные гранатовые лерцолиты (8%) со следами перекристаллизации в условиях одностороннего давления и прогрева, сопровождающегося приносом Fe, Ti, Cr.

4. Железистые пироксениты (им отвечают единичные зерна граната).

5. Магнезиальные пироксениты (5%).

6. Ильменитовые перидотиты (5%) и железистые дуниты, как правило, характеризуются деформированными структурами. Содержат флогопит, сульфиды, апатит. Обогащены сидерофильными элементами, калием, кальцием и др..

Таблица 7.3. Состав гранатов из кимберлитов трубки Южная [156].

SiO ₂	TO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ ,FeO	MgO	CaO	Породы (по [129])
41	0,2	23	0,2	15	16	5	Железистые пироксениты
42	0,3	21	0,5	10	20	4	Ильменитовый гипербазит, дунит Лесото с клино- и ортопироксеном, ильменитом
41	0,2	21	3	7	20	5	Лерцолиты шпинелевые, шпинель-гранатовые, гранатовые
41	0,2	20	6	6	22	4	Гранатовый ортопироксенит, гранатовый гарцбургит с графитом
41	0,3	18	7	7	20	7	Деформированный гранатовый лерцолит, вебстерит с ильменитом
40	0,5	16	9	7	19	8	Магнезиальные пироксениты с наложенными флогопит-хромдиопсид-хром Шпинелевыми парагенезисами и ильменитом
41	0,1	15	11	6	18	8	Магнезиальные пироксениты

СОСТАВ КОРЫ И ВЕРХНЕЙ МАНТИИ УЩ И ЕГО ЭВОЛЮЦИЯ ВО ВРЕМЕНИ

По мнению авторов железистые пироксениты распространены шире (до 10%), лерцолитов меньше. Гранаты трубки Южная можно отнести к следующим парагенезисам. Получают широкое развитие "метасоматиты раннего этапа с реакционной ассоциацией флогопит - хром-диопсид - хром-шпинель", характерные для мантийных пород всех платформенных регионов. Новыми разновидностями клинопироксенов являются хромдиопсиды с хромом, никелем, обогащенные натрием и цериевыми редкоземельными элементами [156]. Поведение хрома в процессе мантийного метасоматоза (вхождение в структуры силикатов и шпинелей) можно объяснить нейтральными - слабо-кислыми условиями в расплаве астеносферного слоя.

В ксенолитах трубки Южная проявлен бластез и поздний метасоматоз. Происходит образование деформированных перидотитов, окисление краев зерен с привнесением (перераспределением) Na, Ca, Fe, Al, Ti щелочными флюидами. Следы метасоматического воздействия проявлены в развитии вторичного ильменита, полиминеральных реакционных кайм, сложенных титаномagnetитом, рутилом, сфеном, кальцитом по краям зерен пикроильменита. Широко представлены глиммериты. Образуются новые минеральные виды - K-Ва титанаты и др. Сохранение наложенных парагенезисов, которые плавятся в первую очередь, свидетельствует об очень низкой степени прогрева. "Метасоматиты позднего этапа" сформированы при участии щелочных углекислых флюидов.

Иной мантийный разрез демонстрируют ксенолиты Покрово-Киреево. В герцинское время они вынесены слюдяными жильными пикритами и дважды - кимберлитами. В [78] кимберлиты I-го этапа названы порфиридовидными кимберлитами (глубина отделения 200-150км), II-го - кимберлитоподобными эруптивными брекчиями (глубина отделения 100-50км). Последние отличаются от типичных кимберлитов составом связующей массы (безоливиновой, клинопироксен-флогопитовой, с большой долей базальтоидной составляющей). В них преобладают коровые ксенолиты и ксенокристаллы. Наиболее глубинные (160±20км) породы представлены деформированными дунитами железистого типа. Выше основную часть разреза слагают слои железистых клинопироксенитов, ильменитовых гипербазитов. С глубины 100 км и выше широко представлены амфиболиты, породы серии *marid*. Лерцолиты сложены ортопироксеном, гранатом (пироп-альмандином), магнезиальным оливином.

Таблица 7.4. Состав гранатов из кимберлитов Покрово-Киреево [78].

SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	ΣFe O	MgO	CaO	Na ₂ O	Породы (по [129])
Кимберлиты I этапа								
40	0,1	22	0,3	17	13	8	0,02	Клинопироксениты (верлиты)
42	0,7	22	0,1	18	11	7	0,02	Дуниты, ильменит-гранатовые гипербазиты
42	0,6	21	0,9	11	20	5	-	Лерцолиты, ильменитовые гипербазиты
40	0,2	20	0	23	7	10	0,05	Клинопироксеновые (двупироксеновые) кристаллосланцы
Кимберлитоподобные породы II этапа								
39	0,3	22	0,2	16	12	9	-	Дуниты, ильменит-гранатовые гипербазиты
39	0	21		26	11	3		Дуниты
37	0	20		33	3	2		Клинопироксеновые (двупиро Ксеновые) кристаллосланцы

Пикроильменит на ПМ встречается в сростках с титан-хромитом и оливином, что свидетельствует об образовании из щелочных расплавов при низкой фугитивности кислорода и объясняется спецификой астеносферных расплавов массива, проявленной в

раннем палеозое в значительно меньшей степени, чем в протерозое. Большинство встреченных в кимберлитах I этапа гранатов (безхромовых альмандин-пиропов) соответствует гранатам железистых пироксенитов, сформированным в условиях высокой щелочности. На разных глубинах могут встречаться ильменитовые гипербазиты (ильменит-гранатовые верлиты с флогопитом). Для них характерны пироп-альмандины, клинопироксены и слюды с повышенным содержанием титана.

Магид'ы II фазы представлены амфиболитами со слюдой, рутилом, ильменитом, клинопироксеном. Встречаются оливин, ортопироксен, апатит, циркон, титанаты кричтонитового ряда. Граната нет. Характерно, что среди гранатов, генетически связанных с ультрабазитами, встречаются как альмандин-пиропы, так и пиропы. Последние - в виде кристаллов в осадочных породах. Крайняя редкость гранатов и хромшпинелидов может говорить о широком развитии в мантии региона щелочных базальтоидных пород (клинопироксенитов, амфиболитов, глиммеритов), подобных тем, что встречаются в протерозойских. Ксенолиты Покрово-Киреево образованы при крайне низкой активности кислорода (крайняя редкость гранатов, муассанит, титан-хромит) и повышенной щелочности, при участии фторидно-натриевых и углекисло-кальциевых надастеносферных флюидов.

Таким образом, ксенолиты трубки Южная и ксенолиты Покрово-Киреево представляют два различных разреза. В первом случае - разрез стратифицированной мантии платформенного региона, обогащенный за счет прослоев железистых пироксенитов, ильменитовых гипербазитов и глиммеритов. Формирование каркаса мантийного субстрата происходит в нейтральной среде и восстановительных условиях, о чем свидетельствует состав гранатов, в которых обеднение Al_2O_3 , ΣFeO коррелирует с обогащением Cr_2O_3 , CaO . Ксенолиты и гранаты Покрово-Киреево образованы в неравновесных условиях, в щелочной среде - обеднение MgO и Cr_2O_3 происходит на фоне обогащения FeO , Al_2O_3 , CaO . Присутствие муассанита, титан-хромита указывает на крайне низкую фугитивность кислорода в процессе образования большинства образцов. Вероятной причиной различия может быть преимущественное участие надастеносферных щелочных флюидов (карбонатно-фторидных) в процессе образования ксенолитов Покрово-Киреево, которые вынесены в зоне глубинного Южнодонбасского разлома.

Мантия протерозоя (1,8 млрд. лет) Кировоградского блока УЩ представлена ксенолитами, вынесенными слюдяными кимберлитами (оливиновыми лампроитами) в зоне Кировоградского разлома и характеризует глубины менее 80 км [154,155]. Это магнезиальные дуниты, гарцбургиты и лерцолиты, которые слагают основную часть разреза и содержат несколько повышенное количество клинопироксена (5-10%), что свидетельствует о недеплетированности мантии. Если и на больших глубинах доля диопсида составляет более 3-5%, то можно говорить об обогащении мантии в целом базальтоидной составляющей. Обогащение натрием фиксируется присутствием эклигитоподобных пород (гранат - гроссуляр-альмандин-пироп, клинопироксен - диопсид с эгириновым компонентом), сформированных в щелочной среде, а также ультрабазитов повышенной глиноземистости и щелочности, флогопитовой породы с диопсидом и рихтеритоподобным амфиболом. Акцессорные минералы: хромшпинелид, апатит, рутил, сульфиды.

Хромшпинелиды магнезиальных дунитов с повышенным содержанием Fe и Ti и пониженным Cr и Mg - результат кристаллизации слабо щелочных расплавов-флюидов в процессе раннего метасоматоза. Замещение хромшпинелидов магнетитом и титаномagnetитом говорит о позднем окисленном метасоматозе, связанном с процессом кимберлитобразования. Лампроиты представлены смесью хлоридно-калиевых и

СОСТАВ КОРЫ И ВЕРХНЕЙ МАНТИИ УЩ И ЕГО ЭВОЛЮЦИЯ ВО ВРЕМЕНИ

щелочных карбонатно-кальциевых (с натрием) расплавов, обогащенных флюидом.

Реконструкция состава мантии северо-западной части УЩ проведена С.Н. Цымбалом и Ю.С. Цымбалом по глубинным индикаторным минералам из ореолов рассеяния, развитых в этом районе (предположительно - протерозойских) [157].

Волынский блок. В россыпях присутствуют алмазы, пикроильменит, хромшпинелиды, хромдиопсид, омфацит [151]. Преобладают гранаты из равномернозернистых лерцолитов с умеренным и высоким содержанием клинопироксена, из вебстеритов. В небольшом количестве присутствуют гранат и омфацит эклогитов. Пиропы дунитового и гарцбургитового парагенезисов характеризуются относительно высокими содержаниями хрома и кальция, корреляция содержания которых обратна (восстановление углерода из CO₂-содержащих расплавов при кристаллизации астеносферы). Пиропы верлитового парагенезиса крайне редки. Содержат и Cr₂O₃ и CaO. Магнезиально-железистые гранаты ассоциируют с омфацитом, дистеном. Породы сформированы в нейтральной среде в высокобарических условиях (алмаз-пироповая фация глубинности).

Состав вендских траппов севера Волыно-Подольской плиты соответствует составу траппов центральной части Сибирской платформы [22]. Ультраосновная порода (пикритовое габбро) соответствует результату плавления мантийного лерцолита, а несколько повышенные содержания кальция, щелочей, алюминия говорят об участии фторидных флюидов, однако щелочность повышена незначительно. Таким образом, вероятность существования в мантии региона прослоев магнезиальных пироксенитов (эклогитов) подтверждается как близостью составов магматических пород трапповой формации района, где эклогиты присутствуют, так и самим составом глубинных дифференциатов.

На Подольском блоке УЩ встречены пиропы лерцолитового и вебстеритового парагенезисов [157]. Альмандин-пиропы железистых пироксенитов составляют 10-40% общего количества. Изредка встречаются гранаты, характерные для гарцбургитов и ильменитовых перидотитов. Отмечены низкокальциевые и малохромистые пиропы, аналогичные встреченным в сростках с алмазами в трубке Мир. Пиропы образованы в диапазоне давлений от 1,7-2,2 до 4,5-5,5 ГПа (от 40-70 до 140-170 км). Верхняя мантия в пределах Бердичевского фрагмента блока, откуда снесены пиропы, сложена пироповыми лерцолитами равномернозернистыми и катаклазированными, в верхних горизонтах сменяющимися вебстеритами, эклогитами и эклогитоподобными породами. Редкая встречаемость в ореолах пиропов и хромитов алмазной ассоциации, широкое развитие обогащенных титаном пиропов из катаклазированных лерцолитов и ильменитовых перидотитов, находки минералов группы кричтонита отражают обогащение пород вследствие мантийного метасоматоза.

Таблица. 7.5. Составы мантийных пород.

Окисел	Ксенолиты мантийных пород (по [70])			Модельный состав мантии северо- западной части УЩ [157]		
	1	2	3	Гарцбургит	Лерцолит	Пироксенит
SiO ₂	44,95	44,82	44,54	45,67	46,7	48,99
TiO ₂	0,08	0,52	0,25	0,01	0,07	0,21
Al ₂ O ₃	3,22	8,21	2,8	0,14	1,81	5,15
ΣFeO	7,66	9,77	10,24	5,97	6,81	8,48
MgO	40,03	26,53	37,94	47,9	42,9	32,84
CaO	2,99	8,12	3,32	0,08	1,09	3,09
Na ₂ O	0,18	0,89	0,34	0,01	0,13	0,36
K ₂ O	0,02	0,03	0,14			

Мантия Припятского вала охарактеризована по мантийным гранатам, вынесенным в девоне брекчиями кимберлитоподобных пород как дифференцированный субстрат платформенного региона [152,153]. Соответствует составу мантии в районе трубки Удачная СП.

Недеплетированную мантию демонстрируют и ксенолиты кимберлитов центральной части Припятского вала [152]. Среди ксенолитов Кухотсковольского проявления описаны перидотиты (оливин и ортопироксен, 1:1) с незначительным количеством клинопироксена с хромшпинелидами и апатитом. Присутствуют перидотиты с магниезальным ильменитом, обогащенные хромом.

Встречаются магниезально-железистые эклогиты. Доля граната составляет до 45-50%, он представлен пироп-альмандин-гроссуляром, практически без хрома. Рутил обогащен Nb, Ta, Zr. Наличие апатита, ильменита, графита, состав редких элементов свидетельствует о присутствии фтора и CO₂. Углерод восстанавливается при кристаллизации. Магниезальные эклогиты, гранаты которых более магниезальные и менее железистые и кальциевые, составляют 55-60% породы. Среди ксенолитов представлены глиммериты с оливином.

В ксенолитах разного состава развиты флогопит-apatит-графитовые с рутилом наложенные парагенезисы также соответствующие изменениям, аналогичным раннему метасоматозу пород трубки Удачная.

Ксенокристаллы гранатов представлены пиропами дунитового и гарцбургитового, верлитового и лерцолитового типа. В них встречаются элементы, различающиеся поведением в расплавах. Как сидерофильные, так и сопряженные с фторидными расплавами, частично щелочноземельные. Мантия представляет собой недеплетированный лерцолит, однако уравновешенный. Не выделяются тренды деплетирования или обогащения элементами, фиксирующими определяющее влияние на формирование ксенокристаллов высокой щелочности или кислотности, резкого изменения окислительно-восстановительных условий. Оно происходит в нейтральных условиях. Щелочность уравновешена соотношением фторидных и хлоридных, карбонатных флюидов, при чуть более повышенном фторидных. Однако, это не приводит к резкому повышению содержания натрия, о чем свидетельствует высокое содержание хрома во всех минералах.

Пиропы ильменитовых лерцолитов сформированы в слабо кислой среде.

В пироплах лерцолитовых парагенезисов распределение РЗЭ близкое к хондритовому. Они сформированы в щелочных (но в присутствии калия, а не натрия) и нейтральных (обогащение хромом и кальцием) условиях.

В лерцолитах отмечено умеренное и повышенное содержание клинопироксена, представленного высокохромистыми разностями с повышенным содержанием кальция и титана. Таким образом, на фоне лерцолитового субстрата с повышенным содержанием клинопироксена (на несколько процентов во всем интервале), развиты порфиroidные разности, обогащенные элементами, переносимыми как хлоридными, так и фторидными флюидами, а также магниезальные эклогиты. Наложённые парагенезисы представлены метасоматитами раннего этапа (флогопит-хромдиопсид-apatит-рутил, ильменит, графит). Присутствуют дуниты и гарцбургиты. Железистый ряд пород – ильменитовые гипербазиты, железисто-магниезальные эклогиты.

В туфах волынской серии (ранний венд) [158] южнее вала повышены концентрации некогерентных элементов, переносимых с участием фторидного флюида, присутствуют и сидерофильные. Однако высокое содержание Al₂O₃ коррелирует с высоким содержанием MgO (что невозможно в щелочной среде), а в процессе дифференциации

возрастает содержание K_2O и SiO_2 (что свидетельствует о влиянии хлор-содержащих флюидов на дифференциацию). Низки содержания хрома, высоки - некогерентных Nb, Ta, Zr, Ga, Th, Hf, редкоземельных (при преобладании лантаноидов). Подобный тренд дифференциации не встречался ранее. Присутствие фтора и карбоната фиксируется в недифференцированных расплавах по повышенной глиноземистости и присутствию некогерентных, образующих фторидные комплексы. Однако к повышению щелочности это не приводит. Либо весь фтор связан в комплексные соединения, либо натрий пассивен из-за повышенной активности кислорода, что фиксируется высокими концентрациями хрома и магния. Создается впечатление, что процесс развивается на фоне недеплетированного мантийного субстрата.

Выводы. На основании рассмотрения процессов, происходящих в мантии разных регионов Украины, можно сделать предварительные выводы о ее обогащении.

Можно предполагать, что на территории Украины породы верхней мантии в основном представлены лерцолитом. На фоне лерцолитового субстрата выделяются регионы юго-западной части Волыно-Подольского блока и Волыно-Подольской плиты, районы, примыкающие к ДДВ (север центральной части щита) и Донбасса-ПМ. Обогащение каждого региона различно, что определяет характер обогащения магм и эксгальций постпротерозойских процессов.

На северо-западе УЩ обогащенные породы мантии представлены глиноземистыми разновидностями – эклогитами (магнезиальными пироксенитами). Разрез мантии близок к таковому для СП (в районе трубки Удачная). В [157] приведен модельный состав, рассчитанный по составу гранатов. В табл. 7.5 указаны крайние члены и средний состав, представленный лерцолитом. По мнению авторов, несколько завышены содержания SiO_2 и MgO, занижены - Al_2O_3 и CaO (на первые проценты).

Мантия центральной части УЩ обогащена щелочами и кальцием (инертными в докембрийском цикле активизаций), а также железом и титаном. На фоне лерцолитового субстрата (содержащего повышенные концентрации клинопироксена) развиты как глиммериты (концентрирующие калий и хлор), так и породы, сформированные в щелочной (обогащенной натрием и фтором) среде. Возможно, щелочные минералы наложены в процессе раннего матасоматоза на остывающий субстрат. Об этом свидетельствует широкое развитие ксеногенных муассанита, фторапатита в герцинских ультраосновных лавах.

На фоне лерцолитового субстрата в ПМ-Донбассе широко развиты железистые пироксениты, обогащенные глиноземом, железом, кальцием и натрием, которые плавятся в первую очередь, формируя щелочные надастеносферные флюиды в процессе герцинской активизации.

Глава 8. Современная активизация УЩ

В главе рассмотрены результаты комплексных геолого-геофизических исследований территории Украинского щита, направленных на выявление зон современной активизации. Многие данные уже приводились в предшествующих главах, но для полноты картины необходимо рассмотреть их совместно, дополнив другими сведениями.

Активизации происходили в фанерозое на щите неоднократно в герцинское, киммерийское, альпийское время [163,164,168 и др.]. Судя по сохранившимся следам этих событий, они представляли собой относительно кратковременное изменение эндогенного режима, охватывающее часть региона. Содержание активизации заключалось в появлениях магматизма и гидротермальных процессов, поднятии и эрозии блоков щита. Подобные процессы происходят и за пределами УЩ [47 и др.]. Западнее него (ближе к альпийской геосинклинали Карпат) они начались раньше, около 20-25 млн. лет назад на Чешском массиве, около 5-10 млн. лет назад - на Мезийской плите, около 5 млн. лет назад - на Волыно-Подольской плите. Возможно более раннее, чем на УЩ, начало процессов в Донбассе. На щите и в Днепровско-Донецкой впадине возраст тепломассопереноса (его последнего этапа?) в мантии - не более 5 млн. лет, корового - сотни тыс. лет. Поэтому признаки активизации могут проявляться в этих регионах по-разному.

8.1. Геологические проявления современной активизации

Начальная стадия активизации коры, предположительно достигнутая на щите, должна, согласно представлениям адвекционно-полиморфной гипотезы [29,48], характеризоваться недавним появлением коровых очагов частичного плавления, отдельными вторжениями магмы в верхнюю кору, выносом флюидов над ними к поверхности, вертикальными подвижками блоков, формированием зон термоупругих напряжений вокруг магматических очагов. Наблюдаемые геологические проявления сводятся к недавним перемещениям поверхности, активизации разломов, местной сейсмичности, появлению глубинных флюидов с характерным химизмом и изотопией.

Приведенные выше оценки возраста глубинного процесса указывают на вероятность лишь слабого его отражения в суммарных амплитудах неоген-четвертичных поднятий и синхронной активизации разломов, изученных на щите [3] – рис. 8.1 и 8.2.

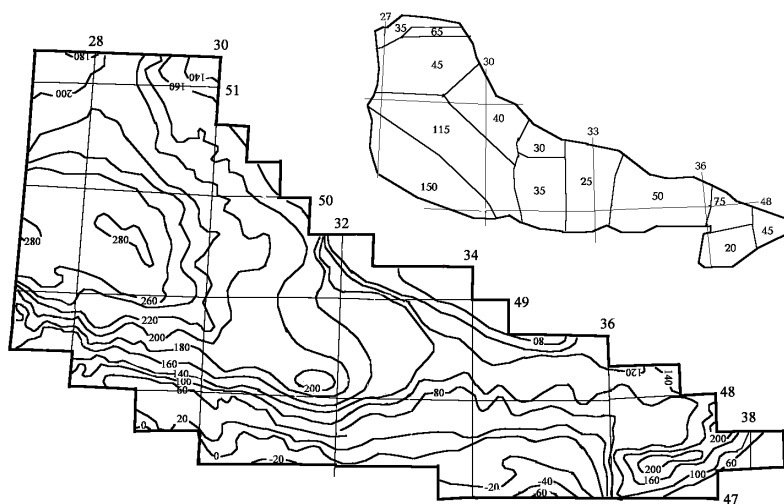


Рис. 8.1. Суммарные амплитуды неоген-четвертичных движений (поднятия и опускания – в м) Украинского щита [3]. На врезке – поднятия частей (в м) УЩ за последние примерно 5 млн. лет по данным [110].

Представленные данные производят впечатление активизации всей территории щита.

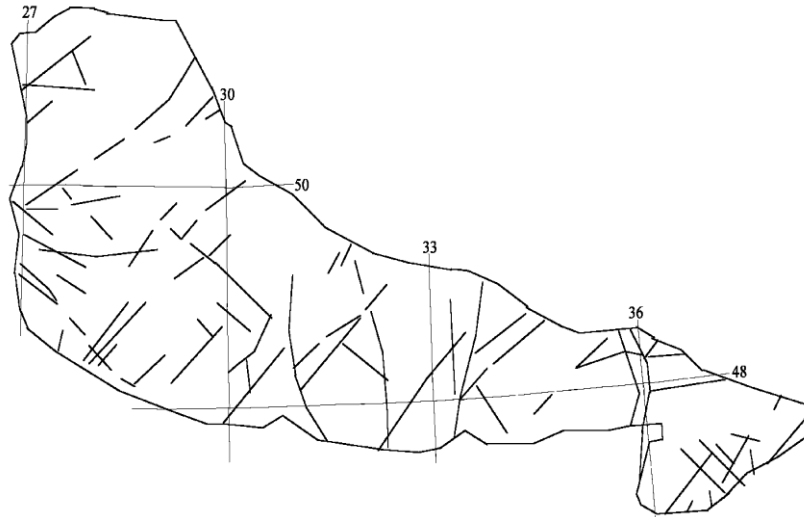


Рис. 8.2. Разломы Украинского щита, активные в неоген-четвертичное время [3, 77 и др.]

Поднятия уменьшаются только в южной и северо-восточной частях региона, где вероятно влияние погружения Черноморской впадины и менее интенсивное, чем на УЩ, поднятие в ДДВ.

Однако в течение рассматриваемого периода движения поверхности щита едва ли были однонаправленными и происходили с постоянной скоростью. При дифференцированном подходе, использованном при анализе движений Днестровско-Прутского междуречья у западной границы УЩ, получены такие данные. Суммарная амплитуда неоген-четвертичных движений составила от -200 до +100 м. Однако за послесарматское время (т.е. за период менее 15 млн. лет) произошло поднятие с амплитудой до 220-340м. “В среднем плиоцене Днестровско-Прутское междуречье представляло собой озерно-аллювиальную равнину, которая с начала позднего плиоцена начала подниматься. Произошло обособление бассейнов Днестра и Прута. Максимальная амплитуда этого поднятия с конца среднего плиоцена до голоцена включительно составляет 380-390 м, а за четвертичный период 120-135 м.” [114, с. 42]. Если приведенные оценки верны, то за последние миллионы лет поднятие района происходило в 2-3 раза быстрее, чем поднятие Складчатых Карпат.

Поэтому при изучении современной активизации лучше использовать из имеющейся информации данные о поднятии поверхности щита за последние 3 млн. лет. Они приведены на рис. 8.3 по (Слензак О.І., Верховцев В.Г. та ін. Розломна тектоніка України і локалізація корисних копалин. - Київ:ІГН НАНУ. - 1995 - 202с) вместе с расположением эпицентров местных землетрясений [3]. На рис. 8.4 представлены скорости современных движений для эпох 1971 и 1986гг. Скорости современных движений резко изменяются в зависимости от эпохи, и отражают, вероятно, процессы длительностью в несколько лет, потому, как и неоген-четвертичные поднятия, непригодны для изучения современной активизации.

Поднятия за последние 3 млн. лет (рис. 8.3), как и неоген-четвертичные (см. гл. 5), были сопоставлены с мощностью земной коры щита вдоль профилей ГСЗ (рис. 8.5). Для сравнения на эти же профили вынесены и суммарные амплитуды неоген-четвертичных движений. Видно отсутствие унаследованности процесса во многих частях Украинского щита. Поднятия за последние 3 млн. лет часто превосходят поднятия за 5 млн. лет (рис. 8.1 и 8.3).

СОВРЕМЕННАЯ АКТИВИЗАЦИЯ УКРАИНСКОГО ШИТА

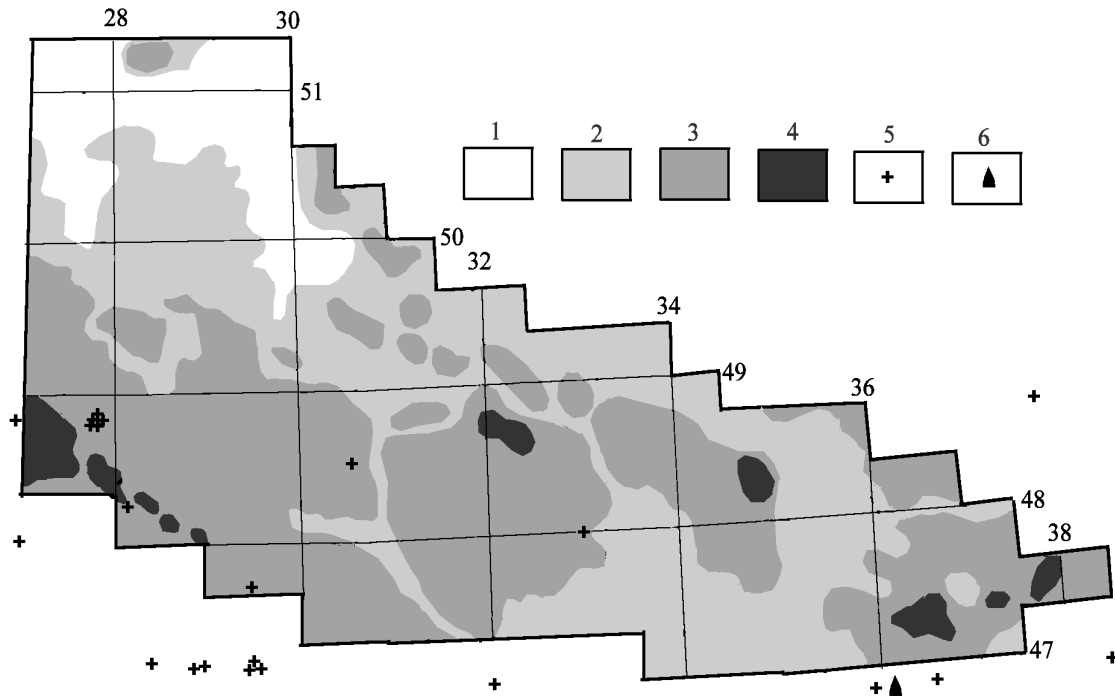


Рис. 8.3. Поднятия поверхности Украинского щита за последние 3 млн. лет.

1-4 – амплитуды поднятий (в м) (1 – до 25, 2 – 25-50, 3 – 50-100, 4 – более 100), 5 – эпицентры землетрясений, 6 – Приазовское месторождение газа.

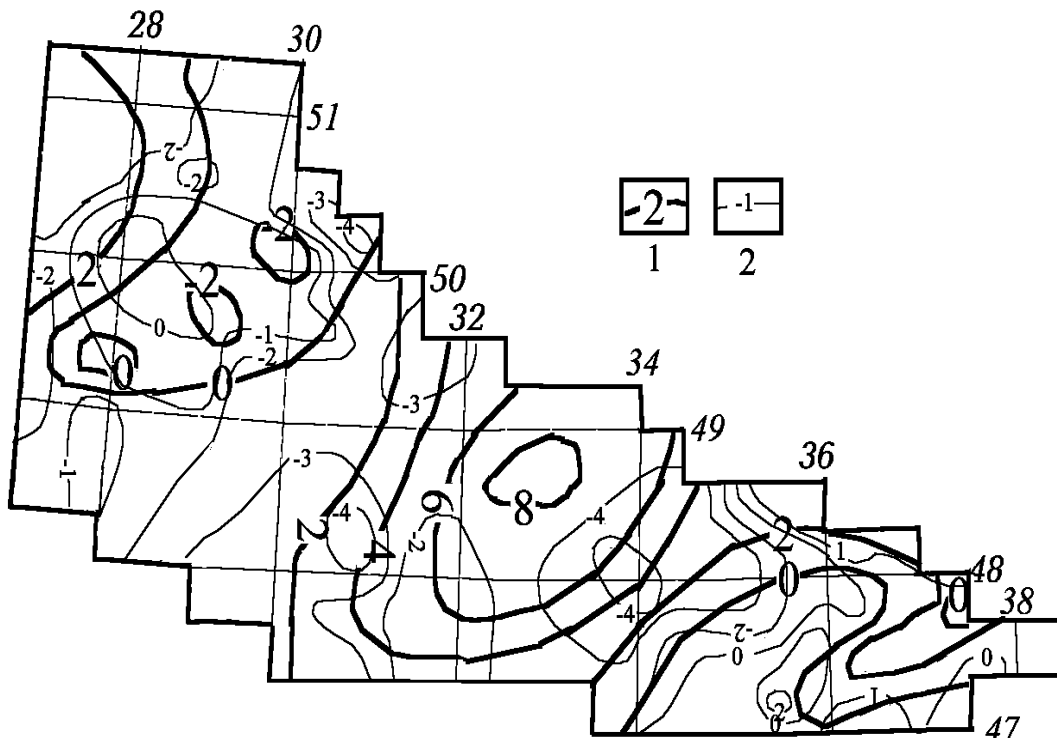


Рис. 8.4. Скорости современных движений поверхности УЩ (мм/год) [3]

1 – эпоха 1986г, 2 – эпоха 1971г

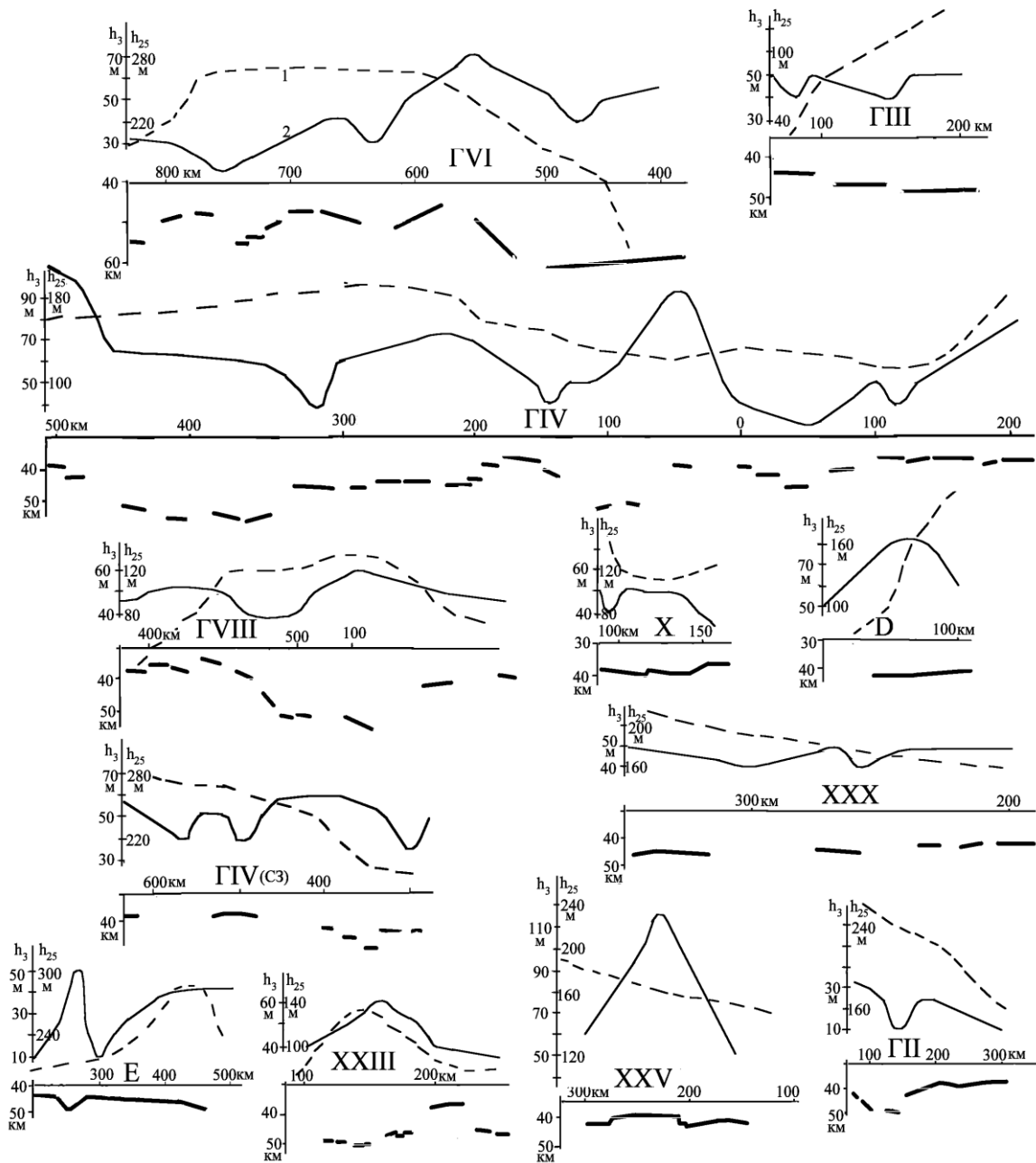


Рис. 8.5. Сравнение суммарных амплитуд неоген-четвертичных движений (1, h_{25}) и поднятий за последние 3 млн. лет (2, h_3) с глубиной раздела М на Украинском щите.

Результаты сравнения представлены на рис. 8.6. Для устранения влияния помех были осреднены все значения h_3 , совпадающие с несколькими величинами глубины раздела М ($\pm 1-2$ км). Зависимость, хотя и слабо выраженная, наметилась, но диапазон h_3 оказался неполным: 43-55 м. Он характеризует не максимальные поднятия, а средние для всей территории щита. Таким же был результат обработки, устраняющей случайные помехи и при построении зависимости суммарных амплитуд неоген-четвертичных движений от глубины раздела М (см. гл. 5) Полученная зависимость отличается по знаку от установленной в гл. 5 для неоген-четвертичных движений (рис. 5.13,4). Достоверность

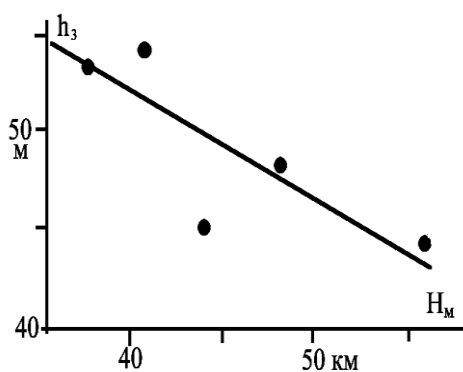


Рис. 8.6. Связь амплитуд поднятий за последние 3 млн. лет и глубины раздела М на УЩ

обеих невелика, но наличие противоположных тенденций изменения h может указывать на качественные различия. Они, возможно, связаны с тем, что за неоген-четвертичное время произошел не один процесс, на значительных территориях в подкоровой мантии существовали слои частичного плавления и утолщения коры существенно повлияли

на суммарные амплитуды поднятий. Во время последней активизации поднятия происходят преимущественно за счет теплового разуплотнения пород коры и верхних горизонтов мантии в зонах активизации, где одним из проявлений процесса является утонение коры (см. гл.1).

Максимальные поднятия за последние 3 млн. лет на УЩ образуют четыре отчетливых максимума: два в центре (Кировоградский и Днепропетровский) и по одному на юго-западной (Подольский, возможно, в этом районе необходимо выделить второй, менее выраженный максимум восточнее основного) и восточной (Приазовский) окраинах щита. Кроме того, прослеживается хорошо выделяющаяся на фоне соседних территорий полоса менее интенсивных поднятий вдоль северо-восточной границы щита (Днепровский максимум).

Местные землетрясения (рис. 8.3) зафиксированы почти исключительно на периферии щита, вблизи границ с зонами несколько раньше начавшихся активизаций Вольно-Подольской и Скифской плит и Донбасса. Тем не менее, можно допустить, что несколько землетрясений приурочены к Подольскому и Кировоградскому максимумам. Днепропетровский, Днепровский и, скорее всего, Приазовский максимумы асейсмичны.

Если поднятия отвечают зонам современной активизации, асейсмичности может быть два объяснения. 1) Уровень термоупругих напряжений, превышающий критический (прочность пород), еще не достигнут. 2) Критические напряжения достигнуты, но накопление упругой энергии идет слишком медленно и ни одно из землетрясений не попало в период наблюдений за сейсмичностью.

Для оценки термоупругих сейсмогенерирующих напряжений, возникающих вокруг зоны частичного плавления в средней части активизированной коры, важно убедиться, что время их формирования меньше времени релаксации. Последнее оценивается как $\tau = \eta/\mu$, где η – динамическая вязкость (Па·с), μ – модуль сдвига (Па). Для верхней части коры (к которой приурочены землетрясения на щите) η может достигать 10^{24} Па·с, значение μ в тектонофизике оценивается как 10^{10} Па, т.е. время релаксации составляет несколько млн. лет. Расчет показывает, что при возрасте тепловой аномалии в коре в 100 тыс. лет (по геотермическим данным возраст вторжений магмы в среднюю часть коры не больше – см. гл.3) напряжения достигнут $2-3 \cdot 10^6$ Па [29]. За счет частичной релаксации их величина будет несколько меньше. Прочность верхнего слоя коры (над зоной частичного плавления) во всяком случае, больше, чем давление максимальных высот рельефа (до 100-150 м), созданного в процессе активизации и не приводящего в настоящее время к смещениям по активным разломам (землетрясениям), - около $3-4 \cdot 10^6$ Па. Таким образом, землетрясения могут отсутствовать в окрестностях молодой зоны частичного плавления в коре, но достоверность этого вывода невелика.

Второй вариант объяснения асейсмичности явно несостоятелен. Для землетрясений с магнитудой 3 снимаемые напряжения и объем области их накопления для одного события

можно оценить в 10^6 Па и 10 км^3 . Если критические напряжения превышены несколько десятков тыс. лет назад, за последние 50 лет в центре и на северо-западной окраине щита должно произойти несколько землетрясений.

Изотопно-геохимические критерии современной активизации на щите изучены еще недостаточно. Выше (см. гл. 3) уже говорилось об обнаружении аномальной изотопии гелия в Кировоградском блоке и у границы Приазовского. Из рис. 3.11 и 8.3 понятно, что они попадают в одноименные максимумы поднятий. Отсутствие аномалии в Подольском максимуме объясняется невозможностью выявить мантийный гелий на фоне необычно высокой концентрации корового. Днепровский и Днепропетровский максимумы не изучались.

Глубинные процессы в зонах современной активизации практически не отличаются от процессов начальной стадии рифтогенеза. При рассмотрении последствий рифтогенеза в ДДВ отмечено, в частности, появление [101] специфических темных битуминозно-сульфидно-кремнисто-глинисто-карбонатных образований типа доманикитов и зеленых глин. Для них и других эксгальционно-гидротермальных осадков характерны значительно повышенные содержания Fe, Mn, Ba, Zn, Pb, Cu, и, в меньшей мере, - Sr, Na, B, Li, Mo, Cd, Sn, Y. Концентрация этих своеобразных комплексов в зонах разломов, аномально проницаемых во время киммерийской и современной активизаций (часто - одних и тех же [43 и др.]), ведет к созданию соответствующих рудопроявлений. Падение температуры и геохимические барьеры служат причиной осаждения веществ из растворов, а появление непроницаемых слоев и пористых пород, способных накапливать газовую фазу - образования скоплений углеводородов. При современной активизации используются ранее сформированные разломные зоны - "сквозьформационные флюидопроводные системы" [101]. Их заложение может происходить и в докембрии, при активизации проницаемость разломов растет на несколько порядков [122] (см. ниже). В районе Подольского максимума, у одноименного разлома установлены последствия недавнего подъема глубинных флюидов, содержащих фтор, барий и углеводороды [164]. На южной границе Приазовского максимума имеется единственное на щите месторождение газа (рис. 8.3). Южнее УЩ, на границе Скифской плиты, активизация проявилась в гидрохимических аномалиях [126].

8.2. Методика выделения зон современной активизации

Приведенные в главах 1-4 геофизические признаки современной активизации щита и геологические критерии позволяют комплексно подойти к диагностике таких зон и их локализации. Подобный подход необходим, так как ни один из признаков не позволяет однозначно решить вопрос о факте активизации района и, тем более, оконтурить зону.

Рассмотрим соответствие геологических и геофизических критериев друг другу на хорошо изученном примере Бельцкой зоны современной активизации, лишь частично расположенной на юго-западной окраине щита. Основная ее часть находится на Вольно-Подольской (Молдавской) плите в пределах Молдовы (рис. 8.7).

Границы зоны выделяются по расположению эпицентров землетрясений, значительная часть которых приурочена к Подольскому и Коржеуцкому разломам, движения по которым отмечены в неогене и в четвертичное время. На северо-восточной границе зоны и на ее северо-западном замыкании фиксируются поднятия за последние 3 млн. лет, амплитуда которых превышает 100 м. Как отмечено выше, в Днестровско-Прутском междуречье, занимающем центральную часть зоны, поднятия еще больше. К юго-западу их интенсивность сокращается, вновь увеличиваясь с приближением к следующей зоне современной активизации (Бакэу), в которой отмечен молодой магматизм.

В зоне Подольского разлома установлены следы недавнего подъема глубинных флюидов. Таким образом, все геологические критерии налицо, они позволяют определить контуры зоны. Ее ширина – около 70 км, длина – около 280 км, т.е. она может быть образована четырьмя квантами тектонического действия [29,49].

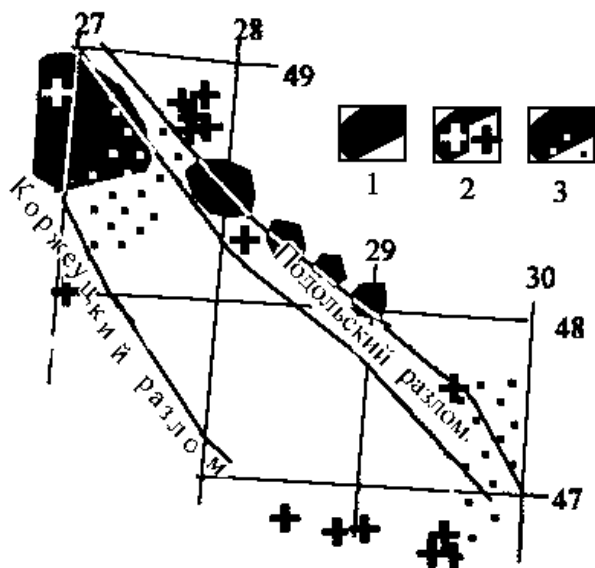


Рис. 8.7. Бельцкая зона современной активизации

1 – поднятия более 100 м за последние 3 млн. лет (на территории Украины), 2 – эпицентры землетрясений, 3 – фрагменты источников региональных магнитных аномалий в пределах зоны.

С выделенной зоной почти полностью совпадает аномалия теплового потока, достигающего 80 мВт/м^2 . Интерпретация аномалии для модели процесса современной активизации приводит к Т выше солидуса в мантии на глубинах 50–80 км. По секущему зону профилю проведены геоэлектрические исследования, позволившие установить область повышенной электропроводности в верхней мантии на глубинах около 50–110 км [27]. Сейсмологические исследования по двум профилям, секущим аномалию, обнаружили область пониженных скоростей, величина понижения точно отвечает тепловой модели [148,149]. Ширина аномальных геофизических объектов составляет 70 ± 20 км, что согласуется с выделенным по геологическим данным размером. У северо-западного замыкания зоны по данным ГСЗ отмечено пониженные скорости в коре – рис. 1.16, на северо-восточной границе – сокращение мощности коры – рис. 1.13 (в пределах самой зоны профилей ГСЗ нет). На северо-восточной границе зафиксирована отрицательная мантийная гравитационная аномалия интенсивностью более 20 мГл (рис. 4.16). Таким образом, все геофизические признаки зоны современной активизации устанавливаются или допускаются, подтверждая возможность их использования для выделения зон на щите.

В то же время региональные аномалии магнитного поля располагаются в пределах части зоны, чего не должно быть при условии их связи с источниками на глубинах 15–42 км (рис. 8.7). Учитывая кроме этого факта замечания, сделанные в главе 4, не будем ниже привлекать магнитные данные в качестве критерия выделения зон современной активизации.

Сходная ситуация может быть рассмотрена южнее Приазовского массива. На прилегающей к нему части Южно-Украинской моноклинали поднятия в последние 3 млн. лет отсутствуют, но их смена погружениями явно связана с процессами в Черноморо-Азовском регионе, непосредственно севернее берега Азовского моря поднятия значительны (рис. 8.3). Можно предположить, что при отсутствии влияния погружений зона поднятий распространилась бы и на Южно-Украинскую моноклинали. Эпицентрами землетрясений здесь выделяется район размером 60×200 км, ограниченный на юге предположительно разломной северной границей Скифской плиты, на севере – Бердянско-Кальмиусским разломом, активным в четвертичное время (рис. 8.8). К нему приурочено месторождение газа. Вблизи ограничивающего район с востока Мало-Янисольского разлома обнаружена аномальная изотопия гелия (см. гл. 3). Таким образом, здесь можно предположить наличие

зоны современной активизации, тем не менее, в пределах района оказывается часть источника региональной магнитной аномалии (рис. 8.8)

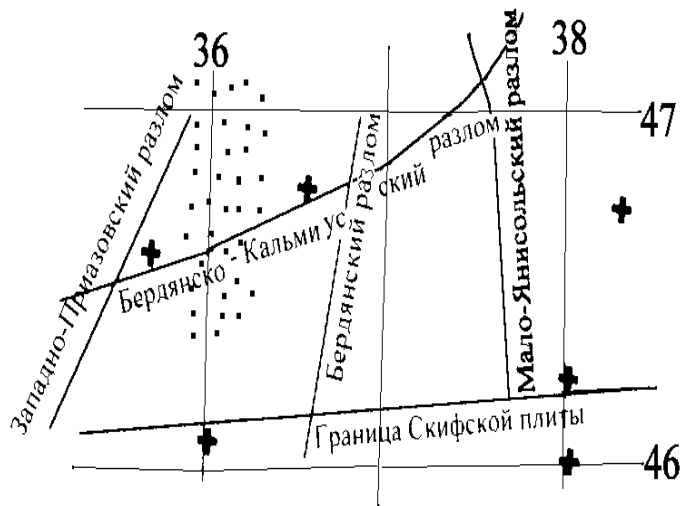


Рис. 8.8. Предполагаемая зона современной активизации южнее Приазовского массива
Условные обозначения см. на рис. 8.7.

Таким образом, на территории щита для диагностики и оконтуривания зон современной активизации можно использовать такие критерии:

1. Наличие поднятий за последние 3 млн. лет (учитывая, что

без влияния соседних регионов они могли быть распространены до южной границы щита и до северо-восточной в районе его контакта с ДДВ).

2. Аномалии теплового потока (значения ТП выше 50 мВт/м²).
3. Аномалии электропроводности в коре на глубинах более 10-15 км.
4. Отрицательные мантийные гравитационные аномалии более 20 мГл.
5. Отрицательные аномалии скорости в коре.
6. Мощность коры менее 40 км.

Определить относительные веса перечисленных признаков не удастся, они считались равными. Поэтому при совпадении всех критериев на одной территории достигается их

сумма, равная 6, и территория считается на 100% отвечающей требованиям выделения зоны. На частях щита, где один или два критерия не изучены, максимальная их сумма соответственно сокращается до 5 и 4, что рассматривалось как понижение достоверности, при равном относительном количестве положительных признаков.

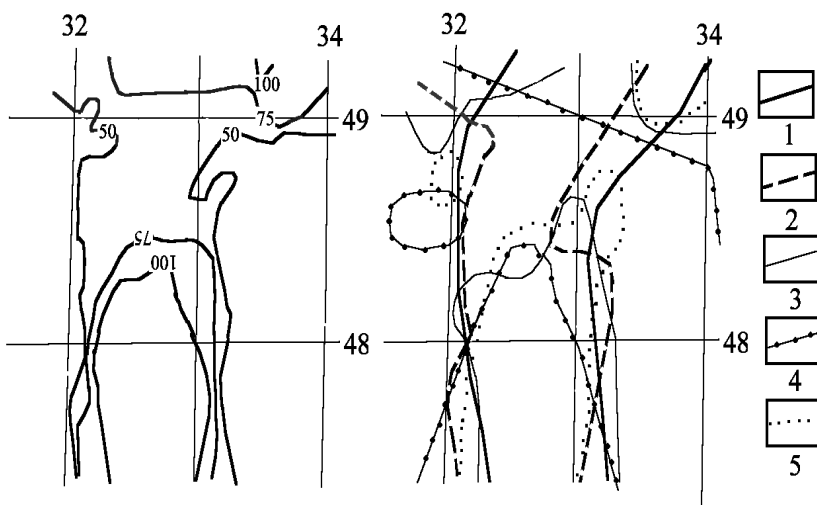


Рис. 8.9. Определение

вероятных контуров Кировоградской зоны современной активизации УЩ. Поднятия за последние 3 млн. лет амплитудой более 50 м распространены на всей территории зоны. В левой части рисунка показаны изолинии (в % от максимального возможного количества) сумм критериев. Границы территорий с аномальными параметрами: 1 – высокой электропроводностью в коре, 2 – высоким ТП, 3 – отрицательной мантийной гравитационной аномалии более 20 мГл, 4 – мощностью коры менее 40 км, 5 – отрицательными скоростными аномалиями в коре.

8.3. Локализация зон современной активизации

Рассмотрим использование выработанного подхода на примере Кировоградской зоны (рис. 8.9).

СОВРЕМЕННАЯ АКТИВИЗАЦИЯ УКРАИНСКОГО ЩИТА

На рисунке видно, что на значительной части территории зоны присутствуют все или большинство критериев. В южной части, где достоверность выделения объекта достигает 100%, фиксируется ширина зоны (около 70 км), совпадающая с шириной зон, рассмотренных выше по геологическим данным. Очевидно, что у северо-восточной границы щита Кировоградская зона сопрягается с Днепровской.

Проделав операцию совмещения территорий распространения различных критериев для всей площади УЩ, получим общую картину, представленную на рис. 8.10.

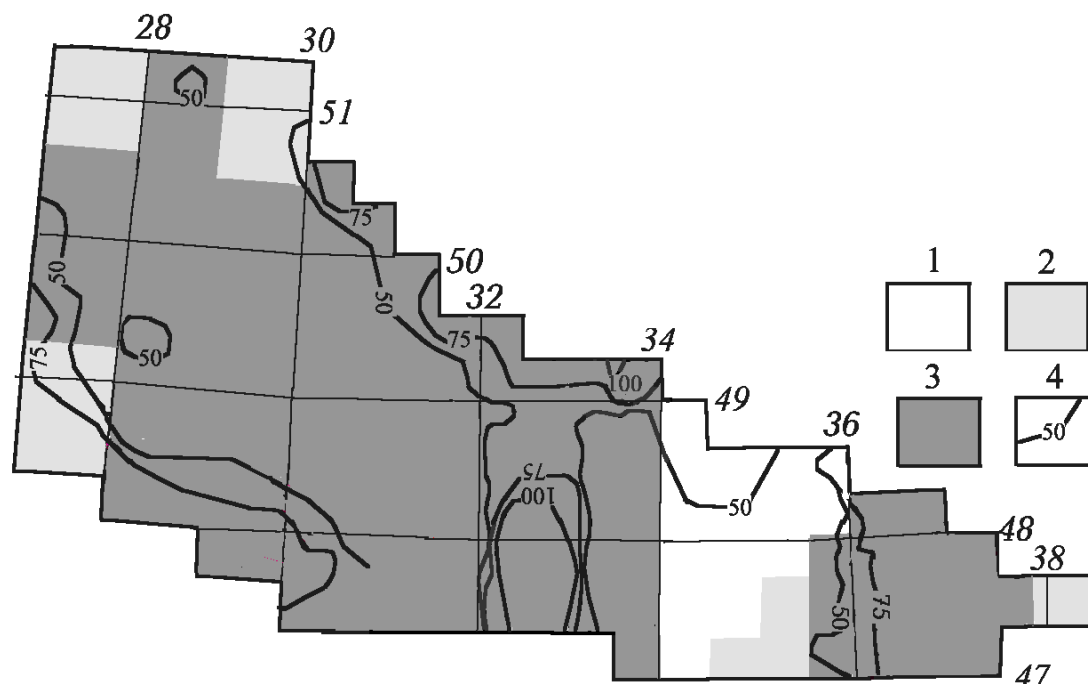


Рис. 8.10. Результаты выделения зон современной активизации Украинского щита по комплексу данных.

1 – район отсутствия геотермических и геоэлектрических данных, 2 – район отсутствия геотермических (на западе) или геоэлектрических (на востоке) данных, 3 – район, в пределах которого изучены все критерии активизации, 4 – изолинии сумм критериев активизации (в % от максимально возможного количества).

На Днепропетровском максимуме поднятий небольшая достоверность выделения зоны активизации связана, вероятно, с минимальной изученностью этой части щита. Все же создается впечатление, что самостоятельная зона на Среднеприднепровском блоке отсутствует, здесь прослеживается продолжение Днепровской зоны.

На юго-западной окраине щита часть территории, выделенной по комплексу признаков, может быть связана с Бельцкой зоной активизации. На Приазовском блоке выделенная зона современной активизации явно самостоятельна, не сводится к суперпозиции зон активизации Донбасса и северной части Азовского моря.

Как было показано выше, зоны современной активизации у границ щита, выделенные по геологическим данным, имеют разломные ограничения. В большинстве случаев их можно установить и на щите. На северо-восточном краю щита ограничением может быть разломная граница между УЩ (или его склоном) и грабенами ДДВ и Донбасса. На юго-западном краю Днепровской зоны и на северо-восточном – Подольской древние разломы не известны (рис. В.2). Однако линеаменты, отмечающие современно активные (формирующиеся?) нарушения, выделены и тут (Слензак О.И., Верховцев В.Г. та ін.

Розломна тектоніка України і локалізація корисних копалин. - Київ:ІГН НАНУ. - 1995 - 202с) - рис. 8.11. Юго-западный линеамент на значительном протяжении совпадает с Хмельникским и Ободновским разломами (рис. 8.11).

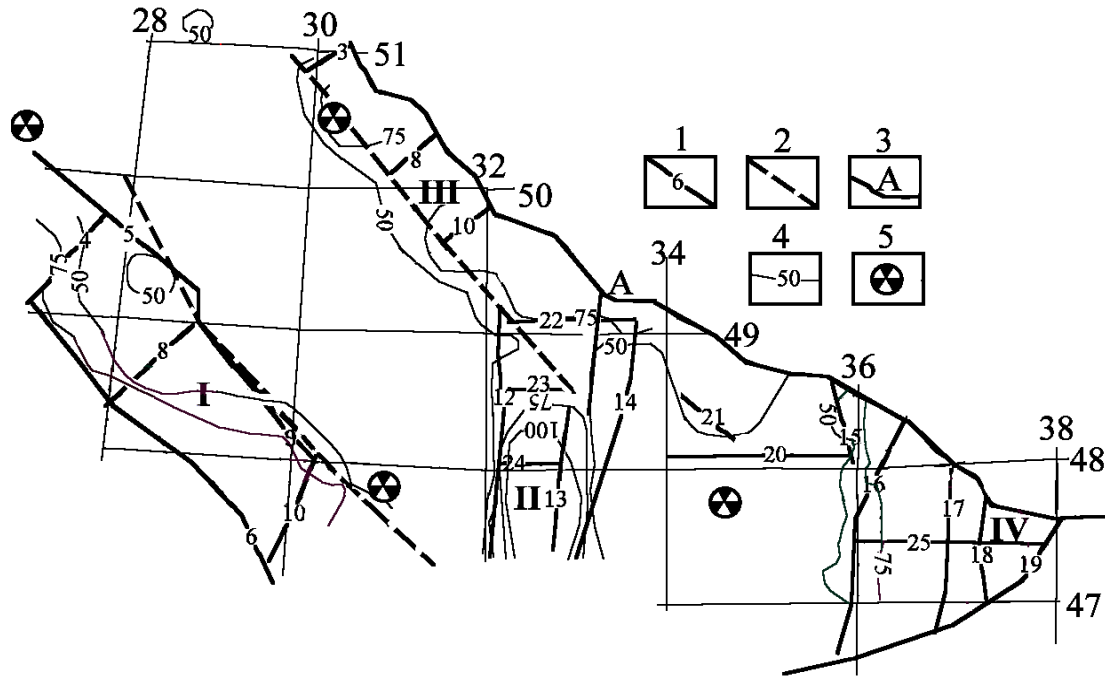


Рис. 8.11. Зоны современной активизации и разломы УЩ.

Зоны: I – Подольская, II – Кировоградская, III – Днепроvская, IV – Приазовская. 1 – разломы по [3,77] (названия – на рис. В.2), 2 – линеаменты, 3 – разломное ограничение ДДВ и Донбасса, 4 – см. на рис. 8.10, 5 – АЭС.

Часть граничных разломов (Подольский, Кировоградский, Криворожско-Кременчугский, Западно-Приазовский, Бердянско-Кальмиусский и, фрагментами, - Хмельникский и Центрально-Приазовский) диагностированы по геологическим данным как активные в неоген-четвертичное время (рис. 8.2). Активными в этот период были и многие поперечные по отношению к зонам разломы (Белоцерковский, Тетеревский, Западно-Ингулецкий, Орехово-Павлоградский).

Ограниченные разломами и линеаментами зоны имеют ширину, сопоставимую с шириной зон, выделенных по геологическим данным, - 70 ± 20 км. Поперечные разломы делят зоны на фрагменты длиной 70 ± 20 и 140 ± 20 км. Эти параметры точно соответствуют результатам процесса, связанного с перемещением квантов тектонического действия.

Возможно, что единой Подольской зоны современной активизации на щите не существует. По имеющимся данным не исключено, что ее южная (наиболее обоснованно выделенная) часть может представлять собой самостоятельную Южно-Бугскую зону, далее к северо-западу наблюдаемые признаки активизации отвечают краю Бельцкой зоны и на крайнем севере возможно проявление восточного фрагмента изученной западнее щита Тернопольской зоны современной активизации [40]. Для более уверенных выводов в западной части УЩ необходимы, прежде всего, геотермические исследования, в настоящее время почти отсутствующие (рис. 3.6). Актуальность изучения Подольской зоны современной активизации повышается расположением у ее края двух АЭС (рис. 8.11).

Кировоградская зона лишь частично располагается на щите. По комплексу геолого-геофизических данных она прослежена на север, где пересекает ДДВ и продолжается на склоне Воронежского массива. На юг она прослежена в пределах Южно-Украинской моноклинали и, возможно, продолжается на Тарханкутском полуострове в Крыму. В пределах УЩ зона изучена на всем протяжении всеми методами, ее геологические и геофизические характеристики могут служить эталоном для диагностики других подобных объектов.

Изученность Днепровской зоны неравномерна. Для ее полного оконтуривания необходимы геоэлектрические исследования на большей части объекта, геотермические – в центре и на флангах. Севернее видимого окончания зоны находится район современной активизации в Припятской впадине, нельзя исключить и активизации участка западнее северного конца зоны. Еще менее определенным представляется продолжение Днепровской зоны восточнее Кировоградской. Здесь отсутствуют геотермические и геоэлектрические данные, поэтому после их получения возможно значительное изменение контура активизированного района. Например, смещение зоны к югу, в область максимума поднятий за последние 3 млн. лет, т.е. приближение к Запорожской АЭС – рис. 8.11. На северо-востоке Днепровская зона почти на всем протяжении (за исключением самого северного фрагмента) контактирует с зоной ДДВ и западного Донбасса.

Приазовская зона, вероятно, контактирует с аналогичными объектами в Донбассе и Азовском море, т.е., как и Кировоградская, далеко выходит за пределы щита.

В целом складывается впечатление распространения современной активизации на территорию Украинского щита со стороны соседних регионов, т.е. активизируется периферия структуры. Исключение – секущая различные тектонические единицы Кировоградская зона.

Заключение

Приведенные в монографии результаты исследований различных аспектов геофизики и глубинных процессов в тектоносфере Украинского щита позволили существенно расширить представления о современном состоянии и истории развития региона. В этом смысле геофизическое изучение УЩ, несмотря на значительный самостоятельный вес, сыграло прежде всего роль источника информации для геологических построений. Наиболее важными из них представляются:

1. Анализ эволюции тектоносферы щита начиная с глубокого докембрия.
2. Рассмотрение процессов формирования очагов магматизма в астеносфере, обусловивших образование изверженных и метаморфических пород современной поверхности УЩ.
3. Выявление и локализация зон современной активизации щита.
4. Изучение эрозии региона, приведшей к его современному облику.
5. Оценки состава коры и мантии УЩ.

Конечно, решение перечисленных задач едва ли является единственно возможным. Полученные результаты зачастую гипотетичны и неточны. Но авторы постарались приложить максимум усилий для учета всей имеющейся информации, использования данных, полученных ранее другими исследователями щита.

Собственно геофизические результаты - модели распределения физических свойств пород коры и верхней мантии - дали возможность:

1. Оценить природу вариаций скорости сейсмических волн в тектоносфере щита.
2. Проанализировать распределение зон высокой электропроводности и высказать предположения об их происхождении.
3. Описать современное распределение температуры на глубинах коры и верхней мантии и тепловую историю региона. Оценить геознергетические ресурсы щита.
4. Построить новый вариант плотностной модели коры УЩ, выявить мантийные аномалии гравитационного поля и рассмотреть их природу.
5. Наметить связи глубинного теплового потока, гравитационного и магнитного полей на щите.
6. Разработать методику выделения зон современной активизации по комплексу геолого-геофизических данных.

Очевидны пробелы в изученности щита и недостатки использованных методических подходов. Представляется необходимым сконцентрировать будущие исследования в нескольких основных направлениях:

1. Существенно увеличить плотность сети определений глубинного теплового потока на УЩ. В настоящее время значительная часть его территории - "белые пятна". Задача трудноразрешима из-за отсутствия на щите глубоких скважин, пригодных для измерений температуры. Возможно, следует обратиться к методу измерения ТП у поверхности, несмотря на его большую трудоемкость.
2. Расширить сеть глубинных МТЗ, прежде всего - на территориях Приднепровского, Подольского и Приазовского блоков, где сейчас они почти или полностью отсутствуют. Заполнить пробелы в рядах глубинных МТЗ на профилях, пересекающих щит, для более достоверного выделения слоев высокой электропроводности.
3. Продолжить анализ условий образования коровых пород щита в его западной части.
4. Провести дополнительные исследования изотопии гелия, что заметно улучшит диагностику зон современной активизации и вместе с другими дополнительными исследованиями позволит существенно повысить достоверность оценок геознергетических ресурсов щита.

Литература

1. Архей Анабарского щита и проблемы ранней эволюции Земли. - М.: Наука. - 1988. - 253с.
2. Атлас геологического строения и нефтегазоносности Днепровско-Донецкой впадины. - Киев: Мингео УССР. - 1984. - 190 с.
3. Атлас. Глибинна будова літосфери та екогеологія України / Ред. М.М. Байсарович, О.Ю. Митропольський, І.С. Чуприна. - К.: ІГН НАНУ. - 2002. - 55с.
4. Баглаенко Н.В., Варенцов И.М., Гордиенко В.В., Жданов М.С., Кулик С.Н., Логвинов И.М. Геоэлектрическая модель Кировоградской аномалии по геомагнитным данным. Препринт 28(854). М.:ИЗМИРАН. - 1989. - 27с.
5. Баглаенко Н.В., Варенцов И.М., Гордиенко В.В., Жданов М.С., Кулик С.Н., Логвинов И.М. Геоэлектрическая модель Кировоградской аномалии по геомагнитным данным // Физика Земли. - 1996. - 4. - С.87-98.
6. Белевцев Р.Я., Бухарев С.В., Коломиец Г.Д. Концепция плутонического формирования континентальной земной коры Украинского щита // Минер. журнал. - 2000. - 2/3. - С.118-131.
7. Белевцев Р.Я., Дудко В.С., Белевцев А.Р. Диффузионный массоперенос при метаморфизме в докембрии. - К.: Наук. думка. - 2001. - 204с.
8. Белевцев Я.Н., Егоров Ю.П., Титов В.К. и др. Средние содержания урана и тория в главных типах пород Украинского щита // Геол. журнал. - 1975. - 4. - С.96-117.
9. Белявский В.В., Бурахович Т.К., Кулик С.Н., Сухой В.В. Электромагнитный методы при изучении Украинского щита и Днепровско-Донецкой впадины. Киев: Знание Украины. - 2001. - 227 с.
10. Бобров А.Б., Монахов В.С., Сукач В.В. Парагенерации метакоматиит-толеитовой формации зеленокаменных поясов Украинского щита // Минерал. журнал. - 2000.- 4.- С. 103-113.
11. Бордунов И.Н. Криворожско-Курская эвгеосинклиналь. - К.: Наук. думка. - 1983. - 304с.
12. Бурахович Т.К., Кулик С.Н., Логвинов И.М., Гордиенко И.В., Тарасов В.Н. Электропроводность земной коры северо-запада Украинского щита//Докл. НАНУ. - 1997. - 10. - С.125-128.
13. Бурьянов В.Б., Гордиенко В.В., Завгородняя О.В., Кулик С.Н., Логвинов И.М., Шуман В.Н. Геофизическая модель тектоносферы Европы. - Киев: Наук. думка. -1987.- 184 с.
14. Бутурлинов Н.В. Магматизм грабенообразных прогибов юга Восточно-Европейской платформы в фанерозое. Автореф. дис.... д-ра геол.-мин. наук. - К. - 1979. - 46 с.
15. Бухарев В.П. Квазикратонный гипербазитовый магматизм позднего архея Украинского щита (Среднее Побужье) // Геол. журнал. - 1991. - 6. - С.92-100.
16. Верхогляд В.М. Возрастные этапы магматизма Коростенского плутона // Геохимия и рудообразование. - 1995. - Вып. 21. - С.34-47.
17. Водообмен в гидрогеологических структурах Украины. Водообмен в естественных условиях - К.: Наук. думка. - 1989. - 286 с.
18. Волошина З.Г. Вулканогенные образования девона центральной части Днепровско-Донецкой впадины // Вулканизм и рудные формации Днепровско-Донецкой впадины и Донбасса. - К.: Наук. думка. - 1977. - С.55-74.
19. Гарецкий Р.Г., Айзберг Р.Е., Карабанов А.К. и др. Новейшая тектоника и геодинамика Центральной Европы // Геотектоника. - 1999. - 5. - С.3-14.
20. Гаррелс Ф., Маккензи Ф. Эволюция осадочных пород. - М.: Мир. - 1974. - 280 с.

ЛИТЕРАТУРА

21. Гейко В.С., Цветкова Т.А., Санникова Н.П. и др. Региональная 3-D P-скоростная структура мантии северо-западной Евразии - 1. Европа. 1. // Геофиз. журнал. - 1998. - 3. - С.67-91.
22. Геотектоника Вольно-Подольи / Ред. И.И. Чебаненко. - К.: Наук. думка. - 1990. - 244с.
23. Геотермический атлас Украины / В.В. Гордиенко, И.В. Гордиенко, О.В. Завгородняя, И.М. Логвинов, В.Н. Тарасов, О.В. Усенко. - Киев: ИГФ НАНУ. - 2004. - 60с.
24. Геохимия архея / Ред. А. Кренер, Г. Хенсон, А. Гудвин. - М.: Мир. - 1987. - 318с.
25. Геохимия гидротермальных рудных месторождений / Ред. Х.Барнс. - М.: Мир. - 1970. - 543 с
26. Геохронологическая шкала докембрия Украинского щита / Н.П. Щербак, Г.В. Артеменко, Е.Н. Бартницкий и др. - К.: Наук. думка. - 1989. - 142с.
27. Геоэлектрическая модель тектоносферы Евразийского складчатого пояса и сопредельных территорий / Ред. В.В. Белявский, С.Н. Кулик. - К.: Знання. - 1998. - 265с.
28. Глевасский Е.Б., Кривдик С.Г. Докембрийский карбонатитовый комплекс Приазовья. - К.: Наук. думка. -1981. - 228 с.
29. Гордиенко В.В. Глубинные процессы в тектоносфере Земли. - К.: ИГФ НАНУ. - 1998. - 85с.
30. Гордиенко В.В. К методике геофизических исследований золоторудных объектов в Украине // Докл. НАНУ. - 1998. - 7. - С.113-116.
31. Гордиенко В.В. Плотностные модели тектоносферы территории Украины. - К.: Интелект. -1999. - 101с.
32. Гордиенко В.В. Магнитные модели земной коры территории Украины - К.: Знання. - 2000. - 92с.
33. Гордиенко В.В. Природа коровых и мантийных проводников // Геофиз. журнал. - 2001. - 1. - С.29-39.
34. Гордиенко В.В. О связях гравитационного, магнитного и стационарного теплового полей Украинского щита // Геофиз. журнал. - 2005. - 5.- С. 837-843.
35. Гордієнко В.В., Гордієнко І.В. Розподіл температури в земній корі сучасних та докембрійських активних регіонів // Вісник КНУ. - 2004. - 31/32. - С.30-32..
36. Гордиенко В.В., Гордиенко И.В. Гипотетические тепловые модели и данные геотермометров // Докл. НАНУ. - 2005. - 3. - С.104-110.
37. Гордиенко В.В., Гордиенко И.В., Завгородняя О.В. Методика расчета плотности геознергетических ресурсов территории Украины // Докл. НАНУ. - 2003. - 8. - С.114-118.
38. Гордиенко В.В., Гордиенко И.В., Завгородняя О.В. Геознергетические ресурсы Украинского щита и его склонов // Докл. НАНУ. - 2003. - 9. - С.117-120.
39. Гордиенко В.В., Гордиенко И.В., Завгородняя О.В. Геознергетические ресурсы территории Украины // Геофиз. журнал. - 2004. - 2. - С.73-86.
40. Гордиенко В.В., Гордиенко И.В., Завгородняя О.В., Логвинов И.М., Тарасов В.Н., Усенко О.В. Тепловое поле, современная активизация и полезные ископаемые Вольно-Подольской плиты // Геофиз. журнал. - 2002. - 1. - С.79-92.
41. Гордиенко В.В., Гордиенко И.В., Завгородняя О.В., Логвинов И.М., Тарасов В.Н., Усенко О.В. Геофизическая модель земной коры северо-западной части Днепровского бассейна // Геофиз. журн. - 2003. - 1. - С.79-91.
42. Гордиенко В.В., Гордиенко И.В., Завгородняя О.В., Никиташ А.П. Глубинный тепловой поток г. Киева // Докл. НАНУ. - 2004 - 2. - С.114-120

ЛИТЕРАТУРА

43. Гордиенко В.В., Гордиенко И.В., Завгородняя О.В., Усенко О.В. Тепловое поле территории Украины. - К.: Знание Украины. - 2002. - 170с.
44. Гордиенко В.В., Гордиенко И.В., Завгородняя О.В., Логвинов И.М., Тарасов В.Н. Днепровская аномалия теплового потока и электропроводности // Геофиз. журнал - 2005. - 4. - С.597-610.
45. Гордиенко В.В., Завгородняя О.В. Определение теплового потока Земли у поверхности. - К.: Наук. думка. - 1980. - 104с.
46. Гордиенко В.В., Логвинов И.М., Тарасов В.Н. О природе объектов повышенной электропроводности в земной коре Украинского щита // Докл. НАНУ. - 2005. - 2. - С.99-103.
47. Гордиенко В.В., Тарасов В.Н. Современная активизация и изотопия гелия территории Украины. - К.: Знання. - 2001. - 102с.
48. Гордиенко В.В., Усенко О.В. Глубинные процессы в тектоносфере Украины. - К. ИГФ НАНУ. - 2003. - 147с.
49. Гутерман В.Г. Механизмы тектоногенеза. - К.: Наук. думка. - 1987. - 172с.
50. Данилович Ю.З. Породообразующие минералы и метаморфизм кристаллического фундамента Украинских Карпат. - К.: Наук. думка. - 1988. - 167с.
51. Державна геологічна служба України. Довідник - К.: Геоінформ. - 1999. - 87с.
52. Дмитриев Э.А., Лутков В.С. О составе верхней мантии Памира и Тянь-Шаня // Докл. АН СССР. - 272,2. - 1983. - С.437-442.
53. Дьяконова А.Г., Ингеров А.И., Рокитянский И.И. Электромагнитные зондирования на Восточно-Европейской платформе и Урале. - Киев: Наук. думка. - 1986. - 140 с.
54. Дядькин Ю.Д., Богуславский Э.И., Вайнблат А.Б. и др. Геотермальные ресурсы СССР // Геотермические модели геологических структур - С. Петерб.:ВСЕГЕИ. - 1991. - С.168-176.
55. Егоров Ю.П. Химические составы горных пород, региональные кларки и геохимические фоны химических элементов Украинского щита // Геол. журнал. - 1975. - 2. - С.83-95
56. Елисеев Н.А., Кушев В.Г., Виноградов Д.П. Протерозойский интрузивный комплекс Восточного Приазовья. - М.:Наука. - 1965.- 204 с.
57. Ефимов А.Е., Белорукова Л.П., Василькова И.В., Чечев В.П. Свойства неорганических соединений: Справочник - Л.:Химия. - 1983.- 392 с.
58. Железисто-кремнистые формации Украинского щита. Т.2 / Ред. Н.П. Семененко.- Киев: Наук. думка.-1978. - 67 с.
59. Жукова А.М., Бергман И.А., Жуков Г.В. Распределение урана в геологических формациях Украинского щита // Геохимия. - 1975. - 7. - С.1084-1096.
60. Забарный Г.Н., Шурчков А.В., Задорожная А.А. Ресурсы и тепловой потенциал перспективных для промышленного освоения месторождений термальных вод Закарпатской области - К.: ИТТ НАНУ. - 1997. - 150с.
61. Злобенко И.Ф., Каневский А.Я., Металиди С.В. и др. Коматииты Среднего Побужья (Украинский щит) // Сов. геология. - 1983. - 9. - С.103-108.
62. Золотов Е.Е., Костюченко С.Л., Ракитов В.А. и др. Неоднородности верхней мантии Балтийского щита по данным сейсмической томографии // Разведка и охрана недр. - 2000. - 2. - С.27-29.
63. Ильченко Т.В. Скоростная модель земной коры по профилю Винница-Маневичи (Украинский щит) // Геофиз. журнал. - 1984. - 4. - С.78-83.
64. Ильченко Т.В. Некоторые аспекты геодинамики центральной части Украинского щита // Геофиз. журнал. - 1991. - 4. - С.85-89.

ЛИТЕРАТУРА

65. Ильченко Т.В. Результаты исследований методом ГСЗ вдоль трансекта Евробридж-97 // Геофиз. журнал. - 2002. - 3. - С.36-50.
66. Ильченко Т.В., Бухарев В.П. Скоростная модель земной коры и верхней мантии Коростенского плутона (Украинский щит) и ее геологическая интерпретация (по профилю ГСЗ Шепетовка - Чернигов) // Геофиз. журнал. - 2001. - 3. - С.72-82.
67. Ильченко Т.В., Крюченко В.А. Результаты комплексной интерпретации сейсмических и гравиметрических данных по профилю ГСЗ XXV Бабанка-Пятихатки // Геофиз. журнал. - 1981. - 1. - С.94-104.
68. Ингеров А.И., Бугримов Л.П., Рокитянский И.И., Колдунов А.А. Результаты региональных исследований МТЗ по изучению глубинного строения юго-восточной Украины. - К.: Геоинформ. - 1987. - 275 с.
69. Ингеров А.И., Бугримов Л.П., Рокитянский И.И., Колдунов А.А. Результаты региональных исследований МТЗ по профилю Ужгород-Луганск - К.: Геоинформ. - 1987. - 275 с.
70. Кадик А.А., Луканин О.А., Портнягин А.Л. Магмообразование при восходящем движении мантийного вещества: температурный режим и состав расплавов, образующихся при адиабатической декомпрессии ультрабазитов мантии // Геохимия.-1990.-9.- С.1263-1276.
71. Калинин А.С., Ревердатто В.В. Комбинированная модель анатексиса и диапиризма гранитной магмы // Геология и геофизика. - 1984. - 12. - С.110-115.
72. Каляев Г.І., Крутиховська З.О., Жуков Г.В. Тектоніка Українського щита. - К.: Наук. думка. - 1972. - 300с.
73. Карслоу Р., Егер Д. Теплопроводность твердых тел. - М.: Наука. - 1964. - 488с.
74. Карта глубинного теплового потока України. М-б 1 : 2 500 000 / Гордієнко В.В., Гордієнко І.В., Завгородня О.В., Усенко О.В. - 2002.
75. Карта геотермальних ресурсів України. М-б 1 : 2 500 000 / Гордієнко В.В., Гордієнко І.В., Завгородня О.В. - 2002.
76. Карта гипсометрии подошвы плитных комплексов юго-запада СССР (с использованием материалов космической съемки). М 1: 1000000 // Ред. Н.А.Крылов. - М: Мингео СССР. - 1988. - 4л.
77. Карта разрывных нарушений и основных зон линеаментов юго-запада СССР / Ред. Н.А. Крылов. - М.: Мингео СССР. - 1988.
78. Кимберлитовые породы Приазовья / Ред. Кононова В.А. - М.: Наука. - 1978 - 320с.
79. Коваленко В.И., Ионов Д.А., Ярмолюк В.В., Ягуц Э., Люгмайр Г., Штош Х.Г. Эволюция мантии и ее корреляция с эволюцией земной коры некоторых районов Центральной Азии по изотопным данным // Геохимия. - 1990. - 10 - С.1308-1319.
80. Коваленко В.И., Соловова И.П., Наумов В.Б., Рябчиков И.Д., Ионов Д.А., Цепин А.И. Мантийное минералообразование с участием углекислотно-сульфидно-силикатного флюида // Геохимия. - 1986. - 3.- С.289-303.
81. Конди К. Архейские зеленокаменные пояса. - М.: Мир. - 1983. - 90 с
82. Коржинский Д.С. Кислотно-основное взаимодействие магмы с трансмагматическими флюидами // Международный геологический конгресс. XXV сессия. Геохимия. Минералогия. Петрология. - М. Наука. - 1976. - С.464.
83. Короновский В.Н. Краткий курс региональной геологии СССР. - М.: Изд-во МГУ. - 1976. - 398с.
84. Кривдик С.Г., Ткачук В.И., Кривonos В.П., Загнитко В.Н., Стрекозов С.Н. Основные и ультраосновные породы Октябрьского щелочного массива // Геол. журнал. -

ЛИТЕРАТУРА

1990. - 6. - С.35-45.

85. Крутиховская З.А., Пашкевич И.К., Силина И.М. Магнитные модели и структура земной коры Украинского щита. – Киев: Наук. думка. – 1982. – 216с.

86. Кузьмін А.В., Анісімов В.А., Маківчук О.Ф. та ін. Роль процесів тектономагматичної (термальної) активізації в урановому рудоутворенні в породах фундаменту Українського щита // Вісник КНУ. – 2004. – 31/32. – С.65-67.

87. Курепин В.А. Эрозионный срез гранулитовых блоков Украинского щита по данным геологической термобарометрии // Минер. журнал. - 2003. - 5/6. - С.88-94.

88. Ладанівський Б.Т. Алгоритм обработки данных МТЗ // Тезисы докладов Пярых геофизических чтений им. В.В. Федынского - М. - 2003.- С.134 -135.

89. Лазаренко Е.К., Лазаренко Э.А., Барышников Э.К. и др. Минералогия Закарпаття. Львов: Изд-во Львовского ун-та. - 1963. - 615 с.

90. Лазаренко Е.К., Панов Б.С., Груба В.И. Минералогия Донецкого бассейна. - К.: Наук. думка. - 1975. - Ч.1.- 254 с.

91. Лампроиты / Ред. О.А. Богатиков, В.А. Кононова. - М: Наука. - 1991. - 302с.

92. Литосфера Центральной и Восточной Европы. Геотраверсы IV,VI,VIII. - Киев: Наук. думка, - 1988. - 172с.

93. Литосфера Центральной и Восточной Европы. Геотраверсы III, VII, IX. - Киев: Наук. думка. - 1993. - 160с.

94. Логвинов И.М. Геоэлектрические параметры осадков Днепровско-Донецкой впадины по данным двумерного моделирования результатов МТЗ // Геофиз. журн. – 2002 - 6. - С.17-193.

95. Логвинов И.М. Карта суммарной продольной проводимости осадочного чехла Днепровско-Донецкой впадины по результатам двумерного моделирования электромагнитных данных // Физика Земли. - 2002. - 11. - С.94-96.

96. Логвинов И.М., Рокитянский И.И. Каталог стрелок Визе на Восточно-Европейской платформе // Геомагнитные исследования. – 1982. - 28. - С.25-31.

97. Логвинов И.М., Семенов В.Ю. Оценка глубинных геоэлектрических параметров в районе обсерваторий Корец (западная окраина УЩ) и Ястребовка (Крым) // Геофиз. журн. - 2000. - 22. - 3. - С.90-95.

98. Логвинов И.М., Тарасов В.Н. Поведение магнитовариационных параметров на магнитных обсерваториях Украины // Докл. НАНУ. - 2003. - 2. - С.118-123.

99. Логвинов И.М., Тарасов В.Н. Параметры магнитотеллурического поля Кировоградской аномалии электропроводности на территории Днепровско-Донецкой впадины // Докл. НАНУ. - 2003. - 9. - С. 124-130.

100. Логвинов И.М., Тарасов В.Н. Геоэлектрическая 2 D-модель Кировоградской аномалии электропроводности // Геофиз. журн. - 2005. – 5. - С.754-769.

101. Лукин А.Е. Литолого-динамические факторы нефтегазонакопления в авлакогенных бассейнах. - К.: Наук. думка. - 1997. - 224 с.

102. Ляшкевич З.М., Марушкин А.И. Минералогические признаки состава верхней мантии Припятско-Днепровско-Донецкого палеорифта // Докл. НАНУ.-1997.-11.- С.126-136.

103. Метаморфизм Украинского щита / Ред. И.С. Усенко. - К.: Наук. думка. - 1982. - 307с.

104. Мишенькина З.Р., Тен Е.Н., Шлудько И.Ф. и др. Сейсмическая томография литосферы Балтийского щита // Физика Земли. – 1998. – 2. – С.20-29.

105. Міхницька Т.П., Рябенко В.А. Основні етапи тектонічної активізації структур кристалічного фундаменту й осадового чохла території України в посткарельський час //

ЛИТЕРАТУРА

- Вісник КНУ. – 2004. – 31/32. – С.27-30.
106. Мюллер Р., Саксена С. Химическая петрология. - М: Мир.-1980. - 518 с.
107. Новожиновский К., Пушкарев П.Ю. Анализ эффективности программ для двумерной инверсии магнитотеллурических данных // Физика Земли. - 2001.- 6. - С.72-85.
108. Орлюк М.И. Пространственные и пространственно-временные магнитные модели разноранговых структур литосферы континентального типа// Геофиз. журнал. – 2000. – 6. - С.148-165.
109. Орлюк М.И. Геомагнітне поле України: екологічний аспект // Геолог України. - 2003. - 1. - С.64-70.
110. Палиенко В.П. Новейшая геодинамика и ее отражение в рельефе Украины. - Киев: Наук. думка. -1992. - 116 с.
111. Панов Б.С., Гриффин В.Л., Панов Ю.Б. Р-Т-условия образования хромпиروпа из кимберлитов Украинского щита // Докл. НАНУ. - 2000. - 3. - С.137-143.
112. Перчук Л.Л., Кротов А.В., Геря Т.В. Петрология амфиболитов пояса Тана и гранулитов Лапландского комплекса // Петрология. – 1999. – 4. – С.356-381.
113. Петрофизика. Т. 1 /Ред. Н.Б. Дортман. - М.: Недра. - 1992. - 391с.
114. Покатилов В.П., Бакаччук П.Д. О природе левосторонней асимметрии долин рек Молдавского Припрутья // Тектоника и стратиграфия. – 1976. – 11. – С.41-44.
115. Пуртов В.К., Анфилогов В.Н., Егорова Л.Г. Взаимодействие базальта с хлоридными растворами и механизм образования кислых расплавов // Геохимия. - 2002. - 10 - С.1084-1097
116. Ранняя история Земли / Ред. Б. Уиндли. – М.: Мир. – 1980. – 622с.
117. Рингвуд А.Е. Состав и петрология мантии Земли.- М.: Недра. – 1981. - 584 с.
118. Рокитянский И.И. Исследование аномалий электропроводности методом магнитовариационного профилирования. - Киев: Наук. думка. - 1975. - 279 с.
119. Рокитянский И.И., Кулик С.Н., Логвинов И.М., Шуман В.Н. Аномалия электропроводности в Центральной Украине // Геофиз. сб. АН УССР. - 1974. -Вып. 60. - С.29-36.
120. Рокитянский И.И., Логвинов И.М., Лугинина Н.А. Магнитовариационное профилирование на Украинском щите // Физика Земли. - 1969. - 3. - С.100 -111.
121. Рокитянский И.И., Харченко С.П. Опыт магнитотеллурического зондирования на пересечении Кировоградской аномалии и Днепровско-Донецкой впадины // Геофиз. сб. АН УССР. - 1978. - Вып. 86. - С. 61-66.
122. Ромм Е.С. Фильтрационные свойства трещиноватых горных пород. – М.: Недра. – 1966. – 271с.
123. Рябчиков И.Д. Флюидный режим мантийных плюмов // Геохимия. - 2003. - 9. - С.923-927.
124. Рябчиков И.Д., Соловова Н.П., Когарко Л.Н., Брай Г.П., Нтафлос Т., Симакин С.Г. Термодинамические параметры генерации меймечитов и щелочных пикритов Маймеча-Котуйской провинции (по данным изучения расплавных микровключений) // Геохимия. - 2002. - 11.- С.1139-1150.
125. Семененко Н.П., Бойко В.Л., Бордунов И.Н., Ладиева В.Д., Макухина А.А. Геология осадочно-вулканогенных формаций Украинского щита. - Киев: Наук. думка. - 1967. - 380 с.
126. Семененко В.М., Рамский С.Я., Белецкий С.В. О новой геохимической провинции киммерия в равнинном Крыму // Докл. АНУ. - 1996. - 5. - С.99-103.
127. Соллогуб В.Б. Литосфера Украины. - К.: Наук. думка. - 1986. - 184с.

ЛИТЕРАТУРА

128. Соболев А.В., Каменецкий В.С., Метрик Н. и др. Режим летучих компонентов и условия кристаллизации гавайитовых лав вулкана Этна (о-в Сицилия) // Геохимия. - 1990. -9. - С.1277-1289.
129. Соловьева Л.В., Владимиров Б.М., Днепровская Л.В и др. Кимберлиты и кимберлитоподобные породы: вещество верхней мантии под древними платформами. - Новосибирск: ВО Наука. - 1994. - 256 с.
130. Соловьева Л.В., Егоров К.Н., Маркова М.Е. и др. Мантийный метасоматизм и плавление в глубинных ксенолитах трубки Удачная, их возможная связь с алмазо- и кимберлитообразованием // Геология и геофизика. - 1997. - 1. - С. 172-193.
131. Ступка В.С. О причине появления архейских гранулитовых комплексов на поверхности // Докл. АН СССР. - 1984. - 3. - С.684-687.
132. Тейлор С., Мак-Леннан С. Континентальная кора: ее состав и эволюция. - М.: Мир. - 1988. - 381с.
133. Тектоносфера Земли / Ред. В.В. Белоусов. - М.: Наука. - 1978. - 531с.
134. Трегубенко В.И., Мегедь Г.В., Горняк З.В., Василенко В.А. Результаты площадной съемки МТЗ м-ба 1:2500000 в западной части Украины // Киев: Геоинформ. - 1994. - 210с.
135. Трегубенко В.И., Финчук Л.Л., Белошاپская Н.В. Результаты региональных работ методом МТЗ северо-западной части УССР // Киев: УТГФ. - 1989. - 130 с.
136. Трипольский А.А., Шаров Н.В. Литосфере докембрийских щитов северного полушария Земли по сейсмическим данным. - Петрозаводск: КНЦ РАН. - 2004. - 159с.
137. Ультрабазитовые формации центральной части Украинского щита / Ред. Н.П. Семененко. - Киев: Наук. думка. - 1979. - 412 с.
138. Усенко О.В. Этапы формирования докембрийского карбонатитового комплекса Приазовья // Докл. НАНУ. - 2003. - 6. - С.115-122.
139. Усенко О.В. Палеозойский кимберлитовый магматизм Донбасса и Приазовья // Докл. НАНУ. - 2003. - 8. - С.125-132.
140. Усенко О.В. Состав магматических пород как отражение глубинного процесса // Геофиз. журнал. - 2004. - 3. - С.111-119.
141. Усенко О.В. Эволюция магматизма Приазовского массива Украинского щита и Донецкого бассейна. Часть I. // Геоф. журнал. - 2004. - 6. - С.108-120.
142. Усенко О.В. Эволюция магматизма Приазовского массива Украинского щита и Донецкого бассейна. Часть II. // Геоф. журнал. - 2005. - 2.- С.255-271.
143. Уханов А.В., Рябчиков И.Д., Харьков А.Д. Литосферная мантия Якутской кимберлитовой провинции - М: Наука. - 1988. - 287с.
144. Фации метаморфизма. - М: Недра - 1970. - 432с.
145. Физическая химия / Ред. Краснов К.С.- М.:Высшая школа. - 1982. - 687 с.
146. Флюиды и окислительно-восстановительные реакции в магматических системах / Ред. А.А. Кадик. - М.: Наука. - 1991. - 256 с.
147. Формирование эксплуатационных ресурсов подземных вод платформенных структур Украины / Ред. А.Е. Бабинец. - К.: Наук. думка. - 1979. - 215с.
148. Харитонов О.М., Красовский С.С., Куприенко П.Я. и др. Литосферный трансект Вранча - Южно-Украинская АЭС // Геофиз. журнал. - 1993. - 5. - С.23-31.
149. Харитонов О.М., Омельченко В.Д., Дрогицкая Г.М. и др. Литосферный трансект Бухарест-Чернобыль // Докл. НАНУ. - 1995. - 5. - С.84-87.
150. Химия. Справочное руководство / Ред. Г Койне. - Л.:Химия. - 1975.- 574 с.
151. Цымбал С.Н. Состав верхней мантии под Украинским щитом (по данным изучения кимберлитов и их индикаторных минералов) // Материалы конференции

ЛИТЕРАТУРА

- "Глубинное строение литосферы и нетрадиционное использование недр". - Киев. - 1996. - С.177-180.
152. Цымбал С.Н. Кимберлиты центральной части Припятского вала // Минерал. журнал. - 2003. - 5/6 - С. 40-56.
153. Цымбал С.Н., Вуйко В.И., Иванов И.Н и др. Гранаты глубинных минеральных ассоциаций центральной части Припятского вала // Минерал. журнал. - 1983. - 2. - С.67-78.
154. Цымбал С.Н., Кривдик С.Г. Ксенолиты глубинных пород из кимберлитов Кировоградского геоблока (Украинский щит) // Минерал. журнал. - 1999. - 2/3. - С.97-111.
155. Цымбал С.Н., Кривдик С.Г., Кирьянов Н.Н. и др. Вещественный состав кимберлитов Кировоградского геоблока (Украинский щит) // Минерал. журнал. - 1999. - 2/3. - С.22-38.
156. Цымбал С.Н., Татаринцев В.И., Князьков А.П. Минералы глубинных парагенезисов из кимберлитов тр. Южная // Минерал. журнал. - 1996. - 5. - С.18-44.
157. Цымбал С.Н., Цымбал Ю.С. Состав верхней мантии и перспективы алмазности северо-западной части Украинского щита // Минерал. журнал. - 2003. - 5/6. - С. 70-87.
158. Цымбал Ю.С., Квасниця В.М., Цимбал С.М., Тараско І.В. Незвичайні хромшпінеліди із туфів волинської серії нижнього венду північної частини Волино-Подільської плити // Минерал. журнал.- 2003. - 5/6. - С. 130-140.
159. Чекунов А.В. Структура земной коры и тектоника юга Европейской части СССР. - К.: Наук. думка. - 1972. - 176с.
160. Чекунов А.В., Кившик Н.К., Харитонов О.М. и др. Профиль ГСЗ Путивль - Кривой Рог через сверхглубокие скважины Украины // Геофиз. журнал. - 1992. - 1. - С.3-10.
161. Шнюков Е.Ф., Щербаков И.Б., Шнюкова Е.Е. Палеоостровная дуга севера Черного моря. - К.: Чернобыльинформ. - 1997. - 288с.
162. Шпак А.А., Ефремочкин Н.В., Боревский Л.В. Поиски, разведка и оценка прогнозных ресурсов и эксплуатационных запасов теплоэнергетических вод - М.: Недра.- 1989. - 89с.
163. Шумлянський В.А. Киммерійська металлогенічна епоха на території України. - К.: Наук. думка. - 1983. - 220с.
164. Шумлянський В.О., Деревська К.І., Дудар В.Т. та ін. Літогенез і гіпогенне рудоутворення в осадових товщах України. - К.: Знання України. - 2003. - 272с.
165. Щербак Н.П., Бартницький Е.Н., Бибикова Е.В. и др. Ранняя кора Украинского щита (состав и возраст) // Ранняя кора: ее состав и возраст. - 1991. - М.: Наука. - С.122-150.
166. Щербак Н.П., Бибикова Е.В., Скобелев В.М., Щербак Д.Н. Эволюция во времени и металлогеническая специализация раннедокембрийской коры Украинского щита (3,17 – 1,7 млрд. лет) // Минерал. Журнал. - 2003. - 4. - С.82-92.
167. Щербак Д.Н., Михайлов В.А., Грінченко О.В. Найважливіші металогенічні епохи докембрію Українського щита // Вісник КНУ. – 2004. – 31/32. – С.50-53.
168. Щербаков И.Б. Петрология Украинского щита.- Львов: ЗукЦ. - 2005. - 366 с.
169. Яценко В. Г. Структурно-морфологические и генетические типы графита на примере месторождений Украинского щита // Автореферат дисс...канд. геол.- мин. наук, 1996. - 24с

ЛИТЕРАТУРА

170. Яценко В.Г. Закономерности пространственного расположения проявлений графита на Украинском щите // Аспекты минерагии Украины. - Киев: ГНЦ РОС. - 1998. - С.254-270.
171. Alps, Apennines, Hellenides / Eds.: H. Closs, D. Roder, K. Schmidt. – Stuttgart: Nägele und Obermiller. - 1978. – 620p.
172. Armstead H., Tester J. Heat Mining. London: E.F.Spon. - 1987. - 320p.
173. Arndt N. Komatiites, kimberlites and boninites // Journal of Geophysical Research.- 2003.-v.108 (B6). - 2293
174. Bailey R. C., Edwards R.N., Garland G.D., Kurz R., Pitcher D. Electrical conductivity studies over a tectonic active area in Eastern Canada // J. Geomagn. Geoelectr.. -1974. – 26. - P.125-146.
175. Banks R. J. The use of the equivalent current systems in the interpretation of the geomagnetic deep sounding data // Geophys. J. R. Astr. Soc. - 1978. - 56. - P.139-157.
176. Berdichevski M.N., Zhdanov M.S. Advanced theory of deep geomagnetic sounding, Elsevier: Amsterdam-Oxford-New York-Tokyo. - 1984. - 11,25. - P.194-203.
177. Boyd F.R. Siberian geotherm based on lherzolite xenoliths from Udachnaya kimberlite, USSR // Geology. - 1984. - 12. - P.528-530.
178. Boyd F.R., Nixon P.N. Origins of the ultramafic nodules from some kimberlites of Northern Lesotho and the Monastery Mine, South Africa // Phys. Chem. Earth - 1975 - 9. - P.431-454.
179. Červ V., Pek J. Numerical solution of the two-dimensional inverse geomagnetic induction problem // Studia geoph. et geod. - 1981. – 25. – P.69-80.
180. Clark M., Camichael D., Hodson C. Metacomatic processes and T-XCO₂ condition of wall-rock alteration Victory gold mine, Kambalda, Australia // Bicentennial Gold 88 Geol. Soc. Aus. - 1988. - Abstr. 22. - P.230-234.
181. Constable S.C., Parker R.L., Constable C.G. Occam's inversion: a practical algorithm for the inversion of electromagnetic data // Geophysics. - 1987. - 52. - P.289-300.
182. Downes H., Embey-Isztin, Thirlwall M.F. Petrology and geochemistry of spinel peridotite xenoliths from the western Pannonian Basin (Hungary): evidence for an association between enrichment and texture in the upper mantle // Contrib. Miner. Petrol. - 1992. -109/H/. - P.340-354.
183. Downes H., Vaselli O. The lithospheric mantle beneath the Carpathian-Pannonian Region: a review of trace element and isotopic evidence from ultramafic xenoliths // Acta Vulc. - 1995. - 7(2). - P.219-229.
184. Gordienko I. Thermal field and geothermal energy in Carpathians and Transcarpathian trough // Proceedings of the Institute of fundamental studies. - 2001. - P.122-124.
185. Gordienko I.V. Experimental and calculated radiogenic heat flow of Ukraine // Proceedings of the Institute of fundamental studies. - 2004. - P.33-37.
186. Gordienko I., Gordienko V. Heat flow and geothermal resources in Ciscarpathian basin and Volyno-Podolian plate // The Earth's thermal field and related research methods. - M.: RUPF. - 2002. - P.89-91.
187. Gordienko V. Geological criteria and integrated analysis of a zone of recent activity in Fennoscandia // Proceedings of the Institute of fundamental studies. - 2001. - P.10-15.
188. Grad M., Gryn D., Guterch A. et al. “DOBREFraction’99” – velocity model of the crust and upper mantle beneath the Donbas Foldbelt (east Ukraine) // Tectonophysics. – 2004. - 371. – P.81-110.
189. Green D.H., Ringwood A.E. Fractionation of basalt magmas at high pressures // Nature. - 201 - P.1276-1279.

190. Hansen P. Analysis of discrete ill-posed problems by means of the L-curve // *SIAM Review*. - 1992. – 34. – P.561-580.
191. Harley S. The origin of granulites: a metamorphic perspective // *Geol. Mag.* - 1989. - V.126(3). - P.215-247.
192. Hestenes M., Stiefel E. Methods of conjugate gradients for solving linear systems // *J. Res. Nat. Bureau Stand.* - 1952. – 49. – P.409- 436.
193. Inoue H. A least-squares smooth fitting for irregularly spaced data: Finite element approach using the cubic B-spline basis // *Geophysics*. - 1986. – 51. – P.2051-2066.
194. Jankowski J., Marianiuk J., Ruta A., Susksdorff C., Kivenen M. Long term stability of a torque-balance variometer with photoelectric converters in observatory practice // *Geophys. Surv.* - 1984. - 6. - P.367-380.
195. Kovacikova S. Modelling of the geomagnetic induction anomaly sources over the eastern margin of the Bohemian Massif and its contact with the West Carpathians / Praha, Dis. dok. - 2001 - 88p.
196. Kovacikova S., Logvinov I.M., Tarasov V.N. Geoelectrical model of the Kirovograd conductivity anomaly // *Reports of 17th International Workshop on Electromagnetic Induction in the Earth*. - 2004.
197. Kukes A. Relations between electrical conductivity of a mantle and fluctuating magnetic fields // *Geophys. J. R. astron. Soc.* - 1973. - 32. - P.119-131.
198. Logvinov I. Applying the horizontal spatial gradient method for the deep conductivity estimations in the Ukraine // *Acta Geop. Polonica*. - 2002. - 50, 4. - P.567-573.
199. Marquering H., Snieder R. Shear-wave velocity structure beneath Europe, the northeastern Atlantic and western Asia from waveform inversions including surface-wave mode coupling // *Geophys. J. Int.* – 1996. – 127. – P.283-304.
200. Mysen B.O., Kyshiro I. Compositional variations of coexisting phases with degree of melting of peridotite in the upper mantle // *Amer. Miner.* - 1977. - 62. - 9/10.
201. Olsen N. The electrical conductivity of the mantle beneath Europe derived from C-responses from 3 to 720 hr // *Geophys. J. Int.* - 1998. - 133. - P.298-308.
202. Parker R.L., Whaler K.A. Numerical method for establishing solution to the inverse problem of electromagnetic induction // *J. Geophys. Res.* - 1981. - 86. - P.9574- 9584.
203. Preliminary analysis of long-period induction across the Trans-European suture zone: CEMES project (2001-2004) / Semenov V.Yu., Pek J., Adama A., Ernst T., Jozwiak W., Kowachikova S., Ladanivskyy B., Logvinov I., Nowozynski K., Tarasov V., Vozar J. and Experimental Team of CEMES // *Reports of 17th International Workshop on Electromagnetic Induction in the Earth*. - 2004.
204. Portniaguine O., Zhdanov M. Focussing Geophysical Inversion Images // *Geophysics*. - 1999. – 64. - P.874-887.
205. Press W., Flannery S., Teukolsky S. et al. Numerical recipes. The Art of Scientific Computation. - Cambridge Press. - 1988. - 147 p.
206. Semenov V.Yu. Regional conductivity structures of the Earth's mantle // *Publish. Inst. Geophys. Pol. Acad. Sc.* - 1998. - C-65(302). - 122 p.
207. Sobolev S., Zeyen H., Stoll G. et al. Upper mantle temperatures from teleseismic tomography of French Massif Central // *Earth Planet. Sci. Lett.* - 1996. - 139. - P.147-163.
208. Szabo Cs. Xenoliths from Cretaceous lamprophyres of Alcsutdoboz-2 borehole, Transdanubian central mountans, Hungary // *Acta Min. Petrol. Szeged.* - 1985 - 27. - P.39-50.
209. Szabo Cs., Harangi Sz., Vaselli O. et al. Temperature and oxygen fugacity in peridotite xenoliths from the Carpathian-Pannonian Region // *Acta Vulc.* - 1995. - 7(2). - P.231-239.

ЛИТЕРАТУРА

210. Thybo H., Omelchenko V., Grad M. et al. Upper lithospheric seismic velocity structure across the Pripyat Trough and Ukrainian shield along the EUROBRIDGE'97 profile // *Tectonophysics*. – 2003. - 1-4. - P.41-79.

211. Vielzeuf D., Kornprobst J. Crustal splitting and the emplacement of Pyrenean lherzolites and granulites // *Earth and Planet. Sci. Lett.* – 1984. – 67,1. – P.87-96.

212. Walter M.J. Melting of Garnet Peridotite and the Origin of Komatiite and Depleted Lithosphere // *Jour. of Petrol.* - 1998 - 39,1. - P.29-60.

213. Wang X. Inversion of magnetovariation event to causative current: I. Current sheet model // *Phys. Earth Planet. Int.* – 1988. - 53. - P.46-54.

214. Wieladek R., Ernst T. Application of the method of least squares to determining impulse responses and transfer functions // *Publs. Inst. Geophys. Pol. Acad. Sc.* - 1977. - G-1(110). - P.3.

215. Zielhuis A., Nolet G. Shear wave velocity variations in the upper mantle beneath central Europe // *Geop. J. Int.* - 1994. - 117. - P.655-676.