Посвящается светлой памяти моего отца
Барышева Николая Васильевича (1903–1949),
доктора геолого-минералогических наук,
профессора МГРИ

Федеральное государственное бюджетное учреждение
ЦЕНТРАЛЬНЫЙ НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ
ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНЫЙ ИНСТИТУТ
ЦВЕТНЫХ И БЛАГОРОДНЫХ МЕТАЛЛОВ
ФГБУ «ЦНИГРИ»

А. Н. Барышев

ГЕОДИНАМИКА, ТЕКТОНИКА, МИНЕРАГЕНИЯ: СИСТЕМНЫЙ АНАЛИЗ

Москва
ЦНИГРИ
2023

УДК 551.2/3 : 551.24 : 551.622.553.3/4 (07)

Барышев А. Н. Геодинамика, тектоника, минерагения: системный анализ. – М. : ЦНИГРИ, 2023. – 438 с.

Baryshev A. N. Geodynamics, tectonics, minerageny: system analysis. – M. : TsNIGRI, 2023. – 438 p.

Ответственный редактор:
доктор геолого-минералогических наук, академик РАЕН А. И. Иванов
Рецензент:
доктор геолого-минералогических наук, академик РАЕН С. В. Белов

Разработаны геодинамические, тектонические основы глобальной минерагении и её таксономии, оригинальная модель иерархической фрактальной структуры Земли, её развития в физических полях, начиная от ядра, с учётом ротационного режима планеты. Показана важнейшая роль неустановившейся конвекции, на разных фазах развития которой в различных частях пространства происходят практически все тектонические процессы, влияющие на минерагению и определяющие её. В корне пересмотрена модель субдукции. Субдукция не зависит от тектоники плит, развивается в виде сжатых опрокинутых синклиналей в связи с краевыми эффектами ячеистой конвекции, играет важнейшую роль в формировании особого состава протолита, исходного для магматизма и минерагении, в развитии регионального метаморфизма. Описаны условия образования магматогенно-рудных узлов, их структура, факторы, определяющие пространственную периодичность геодинамических и минерагенических систем. Продемонстрирована методика составления и анализа металлогенических карт обзорного и мелкого масштабов на примере Средиземноморья, Кубы, Урала. Изложены основные принципы и методология системного анализа геодинамики, тектоники, минерагении.

Предназначается для геологов и геофизиков широкого профиля, занимающихся вопросами геодинамики, тектоники, палеовулканологии, минерагении, прогнозом месторождений, а также для преподавателей, аспирантов и студентов вузов.

Author have been designed geodynamic, tectonic fundamentals of the Earth global metallogeny and its taxonomy, original model of hierarchic fractal structure of the Earth from core to surface and its evolution in natural physical fields taking into account the planet rotation. The most important role of incomplete cycle convection is shown. Practically all tectonic processes that determine and effect minerageny in different parts of space occur during different stages of convection development. The subduction model has been radically revised. Subduction does not depend on plate tectonics, develops as compressed overturned synclines in connection with the edge effects of cellular convection, plays an important role in a special composition of original protolith for magmatism, minerageny and for development of regional metamorphism. The conditions of formation of magmatogenic-ore clusters, their structure, factors determining the spatial periodicity of geodynamic and mineragenic systems are described. Improved principles of compilation and analysis of overview and small-scale metallogenic maps on Mediterranean, Cuba and the Urals examples. Main methodology problems of system analysis in geodynamics, tectonics, minerageny are described.

The book is of interest for geologists and geophysicists of a wide profile, dealing with geodynamics, tectonics, paleovolcanology, minerageny, ore deposit forecasting, as well as for teachers, graduate students and university students.

ISBN 978-5-85657-044-0

© Барышев А. Н., 2023
© ФГБУ «ЦНИГРИ», 2023

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение 9

ЧАСТЬ I
ОБЩИЕ ОСНОВЫ СИСТЕМНОГО АНАЛИЗА, ГЕОДИНАМИКИ, ТЕКТОНИКИ И МИНЕРАГЕНИИ

ГЛАВА 1
Основы методологии системного анализа 17

1.1. Определения системы и системного анализа 17
1.2. Главные свойства систем и общие принципы подхода к их анализу 23
1.3. Особенности подхода к анализу неорганичных геологических систем 31

ГЛАВА 2
Общие тектонофизические понятия и основы геодинамики 37

2.1. Основные понятия о свойствах геологической среды в геодинамических процессах . 37
2.1.1. Основные тектонофизические понятия 37
2.1.2. Условия механической подвижности вещества 40
2.2. Физические поля как основа геодинамических процессов и средств их индикации .. 40
2.2.1. Гравитационное поле 41
2.2.2. Тепловое, температурное поля 43
2.2.3. Ротационное поле 46
2.2.4. Магнитное поле 50
2.3. Проблемы геологической интерпретации результатов сейсмических методов изучения глубинной структуры Земли 54

ГЛАВА 3
Конвекция и транстенсионная адвекция 59

3.1. Основные определения 59
3.2. Условия развития конвекции в Земле 64
3.3. Транстенсионная адвекция 64
3.4. Морфологические особенности адвективных структур 68
3.5. Фрактальность и подобие конвективных систем 69

ЧАСТЬ II
СТРУКТУРА И РАЗВИТИЕ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ И МИНЕРАГЕНИЧЕСКИХ СИСТЕМ

Введение 79

ГЛАВА 4
Общие закономерности структуры Земли и условия её формирования в представлениях тектонических и геодинамических концепций 81

4.1. Слоистый разрез глубинной структуры современной Земли 81
4.2. Представления о происхождении Земли, её ядра и глобальной дифференциации вещества 83
4.3. Природа первичной планетарной асимметрии в строении Земли 102

ГЛАВА 5
Глубинная геодинамика и строение современной Земли 106

5.1. Общие положения 106
5.2. Гипотранзитали 107
5.3. Океаны и квазиокеаны 111
5.4. Модель геодинамики современной Земли и формирования её фрактальной конвективной структуры 113
5.5. Астенизация мантии в процессе ядерно-мантийной конвекции и развитие астеносферы 124

ГЛАВА 6
Субдукция как краевой эффект развития конвективных ячеистых систем II порядка и её минерагеническое значение 130

6.1. Общие схемы (модели) субдукции 130
6.2. Структурно-морфологические и тектонофизические соотношения зон субдукции с окружающей средой 131
6.3. Субдукция и сейсмофокальные зоны Беньофа 133
6.4. Зона субдукции как элемент парагенетического комплекса структур краевой части активной ячеи 137
6.5. Субдукция и региональный метаморфизм 139
6.6. Эволюция геологических формаций и зарождение субдукции 140
6.7. Соотношение зон субдукции с невулканическими островными дугами и другими тектоническими подразделениями Земли 142
6.8. Минерагеническая роль субдукции 144
6.9. Общее обсуждение проблемы и выводы 150

ГЛАВА 7
Функциональная роль геодинамических систем в минерагении 152

7.1. Общие вопросы минерагенической таксономии и её связи с геодинамическими системами 152
7.2. Минерагенические системы I–III порядков, подготавливающие развитие рудно-магматических систем 156
7.2.1. О минерагенической роли геодинамических систем I порядка 156
7.2.2. Тектоническая и минерагеническая роль геодинамических систем II порядка. Эволюция земной коры и минерагении 159
7.2.3. Тектоническая и минерагеническая роль геодинамических систем III порядка 172
7.3. Рудно-магматические системы IV порядка (РМС): магматогенно-рудные узлы 173
7.3.1. Принципы выделения магматогенно-рудных узлов 174
7.3.2. Колчеданоносные вулканогенно-рудные узлы (КВРУ) 176
7.3.3. Соотношение колчеданоносных вулканогенно-рудных узлов, рудных полей и районов 180
7.3.4. Плутонические магматогенно-рудные узлы (магматические очаги) 186
7.3.5. Вулкано-плутонические магматогенно-рудные узлы 189

ГЛАВА 8
Периодическая упорядоченность размещения тектонических и минерагенических систем 193

8.1. Общие физические основы периодической пространственной упорядоченности 193
8.2. Периодичность магматогенно-рудных систем IV размерного порядка 198
8.3. Периодичность адвективных систем V размерного порядка 202
8.3.1. Экструзивные купола в колчеданоносных вулканогенно-рудных узлах и их параметры при адвекции, определяющие пространственную периодичность 202

8.4. Периодичность адвективных систем III и II размерных порядков 207
8.5. Периодичность адвективных систем осадочных образований..... 208

ЧАСТЬ III
ГЕОЛОГИЯ МИНЕРАГЕНИЧЕСКИХ СИСТЕМ ГИПОТРАНЗИТАЛЕЙ

Введение 213
Методические приёмы создания структурно-формационных основ для минерагенических карт обзорного и мелкого масштабов 216

ГЛАВА 9
Геология, тектоника и минерагения Средиземноморского сектора Тетиса 219

9.1. Литолого-формационные комплексы и их рудоносность..... 219
9.2. Тектоника и условия формирования земной коры 241
9.2.1. Восточное Средиземноморье..... 242
9.2.2. Западное Средиземноморье..... 249
9.3. Минерагения Средиземноморья 256
9.3.1. Минерагенические обстановки и их эволюция в Средиземноморье 256
9.3.1.1. Минерагенические обстановки в палеозое..... 257
9.3.1.2. Минерагенические обстановки в мезозое 259
9.3.1.3. Минерагенические обстановки в кайнозое..... 262
9.3.2. Минерагеническое районирование Средиземноморья..... 264
9.3.2.1. Принципы и номенклатура районирования 264
9.3.2.2. Таксоны минерагенического и тектонического районирования Средиземноморья..... 266
9.4. Общая эволюция тектоники и минерагении Средиземноморья 273

ГЛАВА 10
Геология, тектоника и минерагения Кубы 276

10.1. Структурно-формационные комплексы Кубы..... 276
10.1.1. Мезозойские комплексы и элементы их геологической структуры..... 276
10.1.2. Палеогеновые комплексы..... 289
10.2. Позиция структурно-формационных комплексов в древней и современной геологической структуре Кубы в связи с тектонической историей развития..... 289
10.3. Минерагеническая зональность Кубы 296
10.3.1. Минерагеническая зональность плутонических и вулкано-плутонических рудоносных комплексов 296
10.3.2. Минерагеническая зональность, связанная с вулканическими и вулканогенно-осадочными геологическими формациями 300
10.3.3. Общие черты эндогенной минерагенической зональности Кубы 302

ГЛАВА 11
Геология, тектоника и минерагения Урала 305

11.1. Структурно-формационные комплексы Северного – Южного Урала..... 305
11.1.1. Раннепалеозойские комплексы 307
11.1.2. Среднепалеозойские комплексы..... 315
11.2. Позиция структурно-формационных комплексов в древней и современной геологической структуре Урала в связи с тектонической историей развития 316
11.3. Тектоника, геодинамика и металлогения Полярного Урала 333
11.4. Металлогения Урала и её зональность..... 342
11.4.1. Металлогения рудоносных плутонических и вулкано-плутонических комплексов 342

11.4.2. Металлогения, связанная с вулканическими и вулканогенно-осадочными формациями. 347
11.5. Общие черты эндогенной минерагенической зональности Урала и Кубы. 351

ГЛАВА 12
Развитие минерагении в фундаменте и чехле платформ как следствие сочетания конвективной геодинамики древних гипотранзиталей и последующего транстенсионного режима. 355

12.1. Вещественные и геодинамические условия образования алмазов 358
12.2. Геодинамические условия и структура доставки глубинных алмазоносных масс к поверхности Земли. 366
12.3. Геодинамическая сущность структур алмазоносных систем и проблемы минерагенической таксономии 369
12.4. Некоторые проблемы системного анализа карбонатитов 380
12.4.1. Вулканизм рифта Грегори и псевдокарбонатитовые «лавы». 386

Заключение 400
Список литературы 421

ВВЕДЕНИЕ

В настоящее время на основе анализа эмпирического материала глубоко исследована проблема геологии рудных месторождений, что позволило определить многие геологические условия их образования и обстановки размещения. Эти обстановки рассматриваются в аспектах парадигм геосинклинальной или тектоники литосферных плит, реже других концепций, в связи с разными процессами и, соответственно, разной геодинамикой. В большинстве работ исследование идёт индуктивным путём, от частного к общему, как наиболее обеспеченному фактическим материалом. В этом состоит огромный вклад таких работ в региональную, специальную металлогению, на которые может опираться и общая металлогения. Вместе с тем академик В. И. Смирнов отмечал: «Отсутствует полный научно обоснованный анализ общих закономерностей размещения полезных ископаемых на планете в целом <…> всё ещё глубоко не изучены особенности регионального размещения многих важных видов минерального сырья и причины, обусловливающие их концентрацию в одних зонах Земли в ущерб другим её территориям…»[225]. То есть общие вопросы глобальной и в определённой мере региональной металлогении разработаны недостаточно.

Минерагения является развитием металлогении, использующей достижения многих наук о Земле. Определение металлогении впервые было дано Л. де Лоне в 1892 году как области знаний, исследующей «законы, управляющие распределением ассоциаций и разделением элементов в доступной части земной коры» [295]. В настоящее время металлогения (она же минерагения) определяется как наука о закономерностях образования и размещения месторождений полезных ископаемых в пространстве и времени [165]. Второе определение не ограничивает пространство только земной корой, расширяет его, к тому же обращает внимание на различие металлогении в разные эпохи истории Земли. Вместе с тем определение ориентирует исследования сразу на образование месторождений, не предусматривая изучения законов, причин и следствий более раннего распределения и разделения элементов и их соединений. К тому же термин «месторождение» несёт в себе помимо геологического неотъемлемое прагматическое (экономическое) содержание, в то время как минерагения рассматривает значительно шире геологическую сущность полезного ископаемого в весьма широком пространственном и временном диапазоне. Современные достижения геологии приводят к выводу, что рудообразование, создающее относительно крупные массы концентрированного полезного ископаемого, относится к завершению весьма длительного и сложного процесса общей дифференциации вещества всей Земли. Эта дифференциация происходит в разных по величине объёмах и на разных глубинных уровнях, притом не только при осадкообразовании, в расплавах и растворах, но и практически в твёрдом состоянии в недрах Земли. Последнему явлению, не говоря уже о законах его определяющих, в эндогенной металлогении уделяется явно недостаточно внимания. Ряд принципиально важных положений той фундаментальной проблемы, которая отражена выше в цитате В. И. Смирнова, может быть решён, если исследовать всю систему минерагенических (металлогенических) подразделений разного ранга во взаимосвязи с разномасштабными геодинамическими и тектоническими системами Земли [17, 41]. При этом целесообразно расширить понятия металлогении и минерагении, учитывая современный уровень развития наук о Земле.

Минерагению следует рассматривать как дисциплину (науку) о процессах общей естественной дифференциации вещества Земли, его движения и струк-

турирования, последовательно способствующих образованию полезных ископаемых, а в конечном итоге – руд месторождений. Проблемы химической дифференциации и интеграции вещества – прерогатива геохимии, литологии, петрологии, минералогии. Процессы, рассматриваемые этими науками, являются наиважнейшими в создании месторождений. Они наиболее полно исследованы и охарактеризованы в геологии рудных месторождений, а вместе с геологией окружающей среды легли в основу современных представлений о минерагении.

Развитие металлогении и минерагении как науки начиналось и идёт главным образом по пути эмпирических обобщений. В основе региональной и специальной металлогении превалирует, прежде всего, прикладная направленность. Это «обеспечивает теоретические основы металлогенических исследований на базе анализа общих закономерностей *возникновения и размещения месторождений* в пространстве и времени. Задача общей металлогении состоит в установлении *рудообразующих процессов* и определении их места среди процессов геологического развития Земли» [133] (*курсив мой.* – А. Б.). В этом определении, ставящем на первый план изучение процессов образования рудных скоплений, что рассматривается в геологии месторождений, наиболее важным для металлогении является более широкое исследование места этих процессов в Земле, к чему следовало бы добавить исследование природы источника полезного ископаемого, его перемещения и позиции до развития рудообразующих процессов (магматогенных, метаморфогенных, инфильтрационных и проч.).

До недавнего времени геологические обстановки рассматривались с позиций концепции геосинклиналей и платформ, а геодинамика в этих процессах упоминалась как интерпретация образования тектонических обстановок. Одной из ярких разработок металлогении в этом аспекте является труд Ю. А. Билибина, опубликованный после смерти исследователя [57]. С появлением концепции новой глобальной тектоники, или тектоники литосферных плит, тектонические обстановки стали именоваться геодинамическими в соответствии с представлениями этой концепции, объясняющими следствия, к которым приводят перемещения плит. Д. В. Рундквист отмечал: «Появление плейт-тектонической концепции резко расширило базу металлогенических исследований и содействовало формированию нового направления – глобальной металлогении… Проблемы взаимосвязи металлогении и геодинамики являются частью общих проблем связи металлогении и геотектоники. Первый и наиболее простой уровень обобщения в значительной мере уже достигнут: проведена типизация тектонических структур для целей металлогенического анализа и рассмотрены ″элементарные″ геодинамические обстановки формирования оруденения, в частности, П. Лазничка выделил около 50 типов плейт-тектонических обстановок… Металлогении необходимо перейти от исследования рудоносности ″элементарных″ геодинамических обстановок к анализу их эволюционных рядов» [217]. То есть подчёркнута необходимость дальнейшей разработки проблем глобальной минерагении на более высоком уровне. Это является одной из главных задач настоящей книги, выходящей за рамки плейт-тектонической концепции.

Основное направление в решении проблем рудообразования чётко определено В. И. Смирновым: источник вещества – пути движения – место и условия локализации полезного ископаемого. Источник вещества в этой концепции может иметь разную природу: ювенильную, связанную с подкоровыми базальтовыми магмами; ассимиляционную, связанную с гранитной магмой; внемагматическую инфильтрационную, связанную с выведением вещества химически активными растворами из различных частей земной коры, включая самые верхние. Возможна комбинация источников. При этом подразумевается однонаправленная миграция рудообразующих компонентов со снижением их концентраций в одних и накоплением в других, как

правило, локальных участках земной коры [133]. Транспортирующими агентами могут быть магматические расплавы, газово-жидкие водные растворы разной природы. В качестве главного источника энергии для транспортировки полезного ископаемого и рудогенеза в целом подразумевается тепло.

Таким образом, упомянутые процессы отражают конечные звенья металлогении. Их схема не предусматривает рассмотрение более ранних процессов перемещения масс в квазитвёрдом их состоянии, существенных преобразований строения литосферы и астеносферы при погружении вещества в зонах субдукции, вертикальных перемещений вещества при эдукции, горизонтальных при спрединге и обдукции. Между тем всё это существенно влияет на общий геохимический профиль литосферы, который во многом определяет характер минерагении. До разработок моделей субдукции или признания её реальности многие процессы формирования рудных месторождений рассматривались без учёта того, что стратиформные тела полезных ископаемых, несущие эндогенные черты, во многих случаях обусловлены более ранними седиментогенными процессами, формировавшими скопления полезного ископаемого до субдукции толщ в недра Земли. То есть многие экзогенные процессы дифференциации вещества, глубоко исследованные Л. В. Пустоваловым, Н. М. Страховым, В. Н. Холодовым [140, 201, 273], часто остаются не учтёнными в тех эндогенных процессах, которым подвергаются субдуцированные толщи. И это можно отнести к существенным пробелам в развитии минерагении, опирающейся на фиксистские тектонические концепции. Кроме того, слабо разработана и другая проблема дифференциации, а именно разделения твёрдофазного и высоковязкого вещества в больших объёмах, что представляет прерогативу тектонофизики, геодинамики, тектоники. Учёт этих положений может кардинальным образом изменить те представления о генезисе месторождений, которые до этого опирались почти исключительно на минералогические и физико-химические петрологические исследования в малом реальном геологическом объёме.

При расшифровке генезиса месторождений самостоятельную проблему представляет транспортировка не только рудоносных агентов (например, гидротермальных растворов), но и вмещающей среды. Эта проблема относительно легко решается при рассмотрении обычных деформационных складчатых и разрывных структур. Сложнее дело обстоит с конседиментационными и более поздними крупными латеральными перемещениями среды, в результате которых месторождения отрываются от родоначальных источников полезного ископаемого. Такие явления могут происходить при спрединге, который приводит к смещению масс карбонатных толщ с гидротермально-осадочными сульфидными свинцово-цинковыми рудами, имеющими магматогенный глубинный источник, к бортам бассейнов, относящимся к пассивным амагматичным окраинам, как и при перемещениях самого источника. Без учёта явления спрединга исследователь встаёт в тупик при объяснении генезиса руд, предлагая разные версии, порой не всегда убедительные. К затронутому типу месторождений относится элизионная гипотеза, или процесс выжимания рудоносных растворов из пластов при сохранении нормальной по отношению к напластованию рудной зональности. Фиксистские подходы к позиции внешней среды часто вынуждают исследователей искать особые физико-химические объяснения генезиса руд и околорудных явлений.

Что касается энергии в минерагении, то определённо существенную роль играет не только тепловая, но и гравитационная, которая проявляется и преобразуется в геодинамических процессах. Иначе говоря, для решения проблем минерагении требуется основательный подход к исследованию закономерностей тектоники крупных масс с позиций геодинамики.

Неразрывная связь минерагении с геодинамикой и тектоникой, обусловленность тектоники разных по объёму частей Земли её геодинамикой обсуждались и ранее, чаще всего применительно к частным тектониче-

ским объектам и минерагеническим таксонам. Толчком к пересмотру взаимосвязи геодинамики, тектоники и минерагении послужила сумма новых разработок как в геологии, так и в других науках за последние полвека. В геологии важнейшим является торжество мобилистского подхода к проблемам тектоники после долгого, почти безраздельного господства фиксизма. Это выразилось, прежде всего, в появлении концепции новой глобальной тектоники, или тектоники литосферных плит. Хотя стройные мобилистские концепции применительно к геологии всего земного шара были предложены очень давно – в 1889 году Османдом Фишером [298] и Альфредом Вегенером в 1915–1922 годах [73], плитная концепция выступила как новая глобальная, поскольку подкреплялась существенно более полным фактическим материалом по геологии дна океанов, новыми представлениями о спрединге, субдукции, трансформных разломах. Однако эти представления в отношении ряда фундаментальных положений тектоники, магматизма и металлогении нередко приводили и к неоправданным выводам. Например, известные исследователи тектоники литосферных плит Л. П. Зоненшайн, М. И. Кузьмин и В. М. Моралев на суперобложке книги «Глобальная тектоника, магматизм и металлогения» [108] писали: «Литосфера Земли разбита на крупные плиты, которые находятся в постоянном движении. Взаимодействие литосферных плит между собой вызывает образование складчатых поясов и определяет их магматизм и металлогению». То есть игнорировались иные важнейшие причины, не зависящие от движения плит. По ряду модельных представлений, особенно в отношении субдукции, отличной от модели автора этого термина Андрэ Амштутца, концепция подвергалась обоснованной критике со стороны ведущих в нашей стране металлогенистов (академики В. И. Смирнов, А. Д. Щеглов), которые, однако, «вместе с помоями выбросили и ребёнка», отвергнув всю концепцию.

Металлогения, с позиций тектоники литосферных плит, наиболее полно была изложена Л. Митчеллом и М. Гарсоном [171]. В подобных работах позиция месторождений привязана к тектоническим обстановкам, которые именуются геодинамическими, соответствущими представлениям о геодинамике литосферных плит. Сторонники фиксизма отмечали, что такой подход является лишь переименованием геологических обстановок, известных ранее. Справедливость критики состоит в том, что не была раскрыта должным образом роль геодинамических процессов в минерагении, а сама геодинамика являлась лишь возможной трактовкой причин реальной тектоники. Концепция тектоники литосферных плит была не столь безукоризненной и совершенной, как пытались преподнести её разработчики [107].

Вскоре стала ясной недостаточность плитной концепции в отношении восходящих движений вещества Земли, ранее основательно рассмотренных в концепции диапиризма для верхних слоёв планеты. Эта недостаточность была восполнена концепцией плюмов, выдвинутой ранее, но ставшей наиболее известной и популярной после публикаций японских геологов [316, 317]. Соединению разных концепций воедино способствовали концепция компенсационной организации тектонического течения и концепция конвекции, отражающие закон сохранения вещества при горизонтальных и вертикальных его перемещениях (Х. Рамберг, М. А. Гончаров, В. П. Трубицын, В. Е. Хаин, Н. Л. Добрецов, А. Г. Кирдяшкин, О. Г. Сорохтин, Л. И. Лобковский, А. Н. Барышев и др.). В то же время конвективные модели упомянутых исследователей имеют существенные различия и противоречия, свои достоинства и недостатки. Рассмотрение кооперативного влияния многих факторов на развитие геологических процессов, открытость геологических систем (в противовес представлению об изолированных и закрытых системах) привело к использованию принципов синергетики в металлогении (Ф. А. Летников). Важным для разработки проблем металлогении является крупное обобщение вопросов магматизма, привязанных к тектонике и геодинамике Земли [61]. Наиболее полно

историю и состояние металлогении как науки в последние годы отражает учебник В. И. Старостина [238]. В нём в сжатой форме охарактеризованы большинство существующих концепций, геологические обстановки нахождения разных типов месторождений. Описана металлогения, характерная для основных типов геодинамических обстановок, сама же роль геодинамики в металлогении недостаточно полно раскрыта. Вместе с тем важно указание В. И. Старостина, что в отличие от проблем геологии рудных месторождений, рассматриваемых с позиций индуктивного подхода (от частного к общему), металлогения нуждается в дедуктивном подходе (от общего к частному). Именно такой путь исследований предусматривает системный анализ, системный подход. Следует отметить, что дедуктивный системный анализ материала не подменяет индуктивный подход к получению этого материала, к исследованию частных закономерностей, тонких характеристик предметов и явлений.

Широко развиваемый в разных областях науки и практики системный подход к решению проблем, созданию моделей систем привёл автора к мысли о целесообразности использовать этот метод при рассмотрении проблем тектоники и металлогении. Общие основы этого метода подробно изложены В. Н. Спицнаделем [236]. На них во многом опирается методология системного анализа проблем, затронутых в данной книге. При этом ссылки на упомянутую работу приведены не везде, а лишь при использовании наиболее важных положений.

При написании книги автор старался избегать «разложения пасьянса из известных металлогенических обстановок на сукне стола плитной тектоники», что стало правилом публикаций начиная с 70–80-х годов прошлого века. Одну и ту же обстановку можно представить с разных её позиций. Но важно и другое. Геологическая и металлогеническая сущность обстановки должна иметь по возможности своё обоснование. Однако если это делать каждый раз при описании общего явления или структур, то сущность потонет в фактическом материале. Поэтому фактическому обоснованию посвящены третья часть книги и ссылки на публикации в других её частях, где на конкретном материале показываются характерные разномасштабные геологические структуры, что они собой представляют, как выявляются их особенности и закономерности. В первых двух частях основное внимание уделено общим вопросам дифференциации и структурированию вещества нашей планеты, геодинамике наиболее дискуссионных процессов и структур Земли, к которым относятся конвекция, субдукция, а также волновые явления, обеспечивающие пространственную периодичность тектонических и минерагенических объектов. Этим проблемам посвящены специальные главы. Вопросы спрединга и рифтогенеза, как менее дискуссионные, рассматриваются в разных главах в аспекте геодинамики глобальных и задуговых систем.

При написании книги автор не ставил задачу дать полную картину конкретного размещения полезных ископаемых на Земле (что могло бы служить справочником), рассмотреть все аспекты тектоники и минерагении. Этому посвящены обширная литература и специальные карты. Конечной целью системного анализа, предпринятого в книге, являются совершенствование наших знаний о взаимосвязи и взаимообусловленности минерагении тектоникой и геодинамикой, построение общей модели, сочетающей процессы в развитии Земли. Сделана попытка выделить ряд проблем, которые мало освещены или практически не затрагиваются во многих исследованиях. Один из важнейших методов системного анализа – выбор наиболее адекватной из существующих или возможных альтернативных моделей. Поэтому при рассмотрении проблем большое внимание уделено критическому анализу принципиальных представлений, когда фактический материал не даёт однозначного ответа. В сложных геологических ситуациях, когда не хватает фактических данных для обоснования взаимосвязей структур Земли, приходится опираться на общие положе-

ния, которые сформулировал французский философ-материалист Клод Гельвеций (1715–1771): «Знание некоторых принципов легко возмещает незнание некоторых фактов». Эти принципы во многом вытекают из методологии системного анализа и физических основ геотектоники, изложенных в первой части книги.

Другая цель книги состоит в том, чтобы помочь исследователю, особенно молодому и неопытному, глубже понимать генетическую сущность процессов и их кооперативное взаимодействие (синергетику), что позволит предвидеть появление геологических ситуаций (обстановок) с нестандартной минерагенией. Фигурально выражаясь, лучше дать человеку удочку и научить ловить рыбу, чем выложить перед ним большой, но невосполнимый запас пищи. Иначе говоря, предпочтительнее не запоминать многочисленные многообразные обстановки, а понимать их основную сущность, из чего, почему и как они образуются и где, в каком, в том числе нестандартном, виде их можно ожидать. Книга отражает результаты многолетних исследований, проведённых в ЦНИГРИ начиная с 1959 года, а также разработки по профилю РАЕН Отделения системного анализа и прогноза, при организации которого и первых лет его деятельности автор участвовал в качестве учёного секретаря.

Написанию книги способствовали совместные разработки проблем минерагении алмаза с моей женой Галиной Карленовной Хачатрян, доктором геолого-минералогических наук, а также создание ею среды, благоприятной для творчества, забота о поддержании сил. За всё это выражаю ей искреннюю признательность.

Считаю своим долгом выразить искреннюю благодарность Дирекции ЦНИГРИ и сотрудникам издательского отдела за подготовку этой книги к изданию. Особую признательность выражаю ответственному редактору – доктору геолого-минералогических наук, научному руководителю ЦНИГРИ – А. И. Иванову.

Часть I

ОБЩИЕ ОСНОВЫ СИСТЕМНОГО АНАЛИЗА, ГЕОДИНАМИКИ, ТЕКТОНИКИ И МИНЕРАГЕНИИ

ГЛАВА 1 ОСНОВЫ МЕТОДОЛОГИИ СИСТЕМНОГО АНАЛИЗА

В настоящей главе читатель встретится с рядом прописных истин, на которых, однако, он часто не заостряет внимание. Но когда одна из истин ускользает, исследование может пойти по другому пути, наталкиваясь на препятствия, или зайти в непролазные дебри. Системный анализ способствует ревизии и совершенствованию существующих научных концепций. В главе обращается внимание на то, что глубокое исследование должно соблюдать определённые правила (принципы), что одно лишь знание обилия фактов не заменяет полное их понимание без анализа взаимосвязи и систематизации. В этом главная суть системного анализа.

1.1 ОПРЕДЕЛЕНИЯ СИСТЕМЫ И СИСТЕМНОГО АНАЛИЗА

Система (от греч. συστημα – целое, составленное из частей) представляет собой совокупность элементов, находящихся в отношениях и связи друг с другом, образуя определённую целостность [256]. Это общее определение может уточняться в соответствии с решением разных проблем.

Ещё на рубеже XVIII–XIX веков Ф. Шеллинг и Г. Гегель трактовали системность познания как важнейшее требование диалектики мышления. Вместе с тем единого общепринятого определения системного анализа не существует. Опытный исследователь невольно становится «стихийным системщиком». В жизни результатом такого анализа является мудрость, исходящая из знаний и интуиции, основанных на большом опыте.

Определения системного анализа. Известный специалист в области теории и практики системного анализа В. Н. Спицнадель даёт такое определение: «Системный анализ – это методология уяснения (понимания) или упорядочения (структуризации) проблемы при ограничении применения аналитических процедур, при господстве синтеза» [236]. Иначе говоря, специфика системного исследования состоит не в усложнении методов анализа, а в стремлении в первую очередь представить целостную картину объекта, место и условия существования системы в целом и её составных частей в структурной и генетической взаимосвязи между собой и с окружением. По той причине, что одно и то же наполнение системы обладает одновременно разными свойствами, параметрами, функциями, исследование должно предусматривать сочетание разных принципов подхода к их системной характеристике.

Термин «анализ» используется для характеристики самой процедуры проведения исследования, которая состоит в том, чтобы разбить проблему в целом на её составляющие части, более доступные для решения. Под проблемой понимается несоответствие между необходимым (желаемым) и фактическим положениями дел, содержание вопроса, ответ на который не накоплен в современном знании [236].

В системном анализе методы анализа и синтеза взаимно переплетаются, постоянно обращается внимание на способы объединения отдельных результатов в единое целое и на влияние каждого из элементов на другие элементы системы. Результаты анализа позволяют более обоснованно использовать дедуктивный подход в научных исследованиях. Новизна системного анализа заключается в том, что он рассматривает проблему в целом с акцентом на ясность понимания структурной основы системы и установление в ней причинно-следственных связей.

Ограниченность системного анализа обусловлена его неизбежной неполнотой. В дан-

ном конкретном случае в монографии не ставилась задача рассмотреть с должной полнотой проблемы литологии, геохимии, петрологии, которые в сумме влияют на минерагению не в меньшей степени, чем геодинамика и тектоника. «Никто не обнимет необъятное», – как утверждал Козьма Прутков. В качестве основного и наиболее ценного результата системного анализа признаётся не количественное определённое решение проблемы, а увеличение степени её понимания и возможных путей решения вопросов с ней связанных.

Решение проблем минерагении основано, прежде всего, на анализе состава вещества, что вполне естественно, и получило наиболее полную характеристику, опирающуюся на лабораторные аналитические исследования, которые редко вызывают сомнения. Тектоника, а тем более геодинамика являются интерпретацией карт геологического содержания, что неизбежно вызывает дискуссию. По этой причине системный анализ минерагении с позиций тектоники и геодинамики более всего страдает неполнотой, требующей её восполнения. С точки зрения проблем геодинамики, в монографии проводится мысль о том, что конвективная геодинамическая модель более широко и глубоко рассматривает основы развития структуры Земли, удовлетворяя принципу компенсационной организации тектонического течения вещества, по сравнению с отдельно взятыми концепциями тектоники плит и плюмов. Системные исследования имеют своей целью выявить сущность функционирования и развития объекта, каковы его внутренние особенности развития и внешние взаимоотношения со средой. Последнее очень важно, так как внешняя среда во многих случаях активно влияет на структуру и функционирование системы.

Для построения модели системы, которая наиболее адекватно отражает сущность реального природного объекта, необходим критический анализ альтернативных моделей. При системном анализе выявляются пороки в существовавших представлениях о предмете исследований, например в представлении о субдукции плит до ядра Земли без учёта необходимого для этого времени, позиции субдукции в конвективной системе определённого масштабного порядка и других факторов. На этом сделан акцент в главе 6 и других разделах книги.

К сожалению, во многих минерагенических работах недостаточно внимания уделяется многообразной природе источника полезного ископаемого. До разработок проблем субдукции априори считалось, что эндогенная металлогения практически целиком определяется ювенильным составом земных недр. Поверхностные воды участвовали при этом лишь в роли переносчиков вещества. Не учитывались факторы влияния экзогенной дифференциации вещества, позже погружённого в твёрдом состоянии при субдукции.

Многими исследователями синонимом системного анализа считается системный подход, предусматривающий максимальный учёт факторов, определяющих строение и существование системы. При этом каждый исследователь вкладывает в него своё содержание. Единственно, в чём сходятся все – это признание сложности в качестве существенной характеристики системных объектов, но сама сложность раскрывается по-разному. Системный подход сводится к охвату всей сферы познания, находящейся в ведении исследователя, а не к сосредоточению внимания на отдельном участке, входящем в эту сферу. Именно такой должна быть основа методологии анализа общей минерагении, синтезирующей широкий спектр достижений наук о Земле, рассматривающей схему последовательных процессов, приводящих к конечному результату – рудообразованию.

Частным случаем системного подхода является комплексный подход. В отличие от системного подхода, в котором исследуются только те объекты, которые представляют собой целостные системы, состоящие из закономерно структурированных элементов, при комплексном подходе могут анализироваться любые явления, процессы, состояния системы простого суммирования элементов без установления их связей. Таки-

ми нередко являются «комплексные модели» геологических объектов, в которых суммируются все их свойства и соотношения с внешней средой, в том числе случайные, не характерные для этой системы. При этом модель системы наполняется информационным шумом, создавая ложное впечатление о глубоком анализе её сущности.

Существуют ситуации, когда исследователь рассматривает очень большой комплекс явлений и процессов, определяющих существование и функционирование системы в её развитии, но при этом нарушает принципы системного анализа, которые приводятся в настоящей главе. В этом случае трудно провести границу между системным анализом и комплексным подходом. При комплексном подходе могут учитываться и использоваться всего лишь несколько факторов или свойств из множества возможных. «Игнорирование хотя бы одного требования, возможно, упрощает и ускоряет решение, но затем может привести (и уже приводит!) к таким просчётам, которые нелегко исправить в будущем», – предупреждает В. Н. Спицнадель [236]. Одним из крупнейших просчётов является пренебрежение принципом эмерджентности. И не только в геологии, когда без учёта характера связей между элементами малых систем строятся модели крупных систем, не обладающих такими же связями между её крупными составными частями.

Другие проблемы, а иногда и просчёты, возникают в прогнозно-поисковых моделях месторождений при игнорировании фактора природы и позиции источника полезного ископаемого. Просчёты в интерпретации геодинамической позиции месторождений возникают при одностороннем формационном подходе к исследованиям без должного внимания к вопросам геодинамики и тектоники. Это относится к трактовке раннепалеозойских колчеданных месторождений Урала в качестве островодужных [134], а не спрединговых в квазиокеаническом бассейне [28], а также рассмотрение генезиса свинцово-цинковых месторождений в карбонатных толщах без изучения спрединговой геодинамики Уральского бассейна (см. гл. 11). Таким образом, нельзя останавливаться на анализе отдельных свойств системы. Необходимы научный синтез особенностей структуры и её функционирования, установление природы связей, принципов, законов образования всей системы. При решении практических, а не генетических проблем, принципы систематизации обычно выбираются с учётом оценки объёма и полноты информации. Например, формационный принцип применительно к прогнозу перспективных площадей в мелком и среднем масштабах является одним из лучших по своей доступности, так как позволяет брать информацию прямо из геологических карт. Однако этот принцип может быть недостаточным с точки зрения генетической обоснованности, неполноты информации о природе, позиции источника полезного ископаемого, что становится важным при исследованиях среднего и крупного масштабов.

Сущность систем при разных принципах их выделения. Принципы выделения системы кардинальным образом определяют её сущность, отличающую от другой системы, в которой участвуют те же объекты и явления. По замечанию Ф. П. Тарасенко: «Одно из определений так и гласит: *система есть средство достижения цели*. Подразумевается, что если выдвинутая цель не может быть достигнута за счёт уже имеющихся возможностей, то субъект компонует из окружающих его объектов новую систему, специально создаваемую, чтобы достичь данной цели. Редко цель однозначно определяет состав и структуру создаваемой системы: важно, чтобы реализовалась нужная функция, а это можно достичь разными способами» [241]. Это определение подчёркивает, что систему создаёт не природа, а человек, исследуя её многообразие, закономерности структуры выбранного объёма, связи и функции его частей при развитии системы, соотношение с внешней средой.

При общем понятии системы как целого, составленного из частей, в теории систем существуют разные её определения в зависимости от принципов объединения комплекса предметов и явлений. Для решения

проблем минерагении и прогноза месторождений более всего подходит определение, соединяющее суть двух определений,– одно, данное основоположником «общей теории систем» Л. Берталанфи, а другое – В. Н. Садовским.

Под системой понимается целостная совокупность элементов, находящихся во взаимодействии, т. е. взаимосвязанных процессом развития (Л. Берталанфи), или упорядоченных определённым образом (В. Н. Садовский), и имеющих определённые соотношения с внешней средой. Объём системы и её границы с внешней средой определяются исследователем в соответствии с поставленной целью исследования.

Определение отражает четыре важнейшие характеристики системы: 1) целостность; 2) взаимосвязь элементов в развитии; 3) структурную упорядоченность; 4) соотношения с внешней средой. Как показано в разделах 2.2, 4.2 и главе 5, фундаментальной характеристикой геологической системы, во многом определяющей её свойства, является размер системы.

В зависимости от поставленной цели исследователь сам выбирает объём системы и отделяет тем самым систему от окружающей среды, или окружающего пространства. Таким образом, в общем случае внешняя граница системы имеет относительный, условный характер. Она выбирается исследователем интуитивно, часто совпадая с физической сущностью границы, обусловленной режимом с обострением в развитии системы, переходом её в иное состояние (например твёрдое в расплавное, линейное в ячеистое, однородное во фрактальное).

Вместе с тем при ограничении объёма системы исследователя может поджидать одна опасность, которая далее ограничивает возможность выявления важных закономерностей развития, а порой и приводит к ускользанию из внимания важнейшей сущности происхождения системы. Ярким примером тому являются выделение литосферной плиты как самостоятельной системы и сосредоточение внимания на её автономном развитии. Другой пример – выделение самостоятельных валиков-роликов, вращающихся в разные стороны, подобно разным шестерням часового механизма, при анализе конвективных процессов в мантии. При этом восходящие движения мантийных масс и соответствующие процессы спрединга, нисходящие движения масс земной коры и соответствующая субдукция описываются как самостоятельная конвективная ячейка. При таком подходе пространство, аналогичное структуре ячейки Бенара, иногда искусственно разделяется надвое. Такой подход можно встретить в работах М. А. Гончарова, Л. И. Лобковского с В. Д. Котелкиным. В результате единая конвективная система с двумя зеркально-симметричными ветвями не исследуется должным образом, упускаются из вида их концентрическая зональность и периодичность размещения в пространстве. Зеркальное отражение геологических объектов в таких ситуациях не должно относиться к внешней вмещающей среде, а включаться в рассматриваемую систему, подобно тому, как две противоположные стороны дерева не следует рассматривать как две смежные системы (см. гл. 3).

Любая система является частью иной, большей системы, а нередко частью сразу нескольких систем. Один и тот же объём комплекса объектов или явлений может быть представлен разными системами, построенными по разным принципам, вскрывающим разные закономерности структуры этого комплекса. Структура – это устойчивая картина взаимных отношений элементов целостного комплекса. Важнейшим приёмом системного анализа является построение общей модели системы с отражением иерархической структуры (взаимоотношений её частей, т. е. составляющих её элементов или систем более высокого уровня). Характеристика существующих связей между элементами системы является основой модели структуры системы. Системный подход даёт возможность построения моделей, отражающих те или иные закономерности общей структуры системы. При прогнозно-минерагенических исследованиях используется схема последователь-

ного выявления и изучения (оценки) металлогенических (минерагенических) таксонов в их общем иерархическом ряду: от крупных к частным мелким. Модели систем во многом определяются принципами, по которым они строятся. В металлогении используются главным образом два принципа построения моделей.

По принципу объединения в единую систему объектов, находящихся во взаимодействии (т. е. детерминированных процессом развития), выделяются системы рудно-магматические, которые создаются на основе генетической и пространственно-временно́й связей их частей. По этому же принципу должны строиться геодинамические модели, характеризующие неразрывную генетическую связь частных физических полей и структур с порождающим их общим полем.

По иному принципу, а именно путём объединения в единую систему сходных по составу образований, выделяется система «формация». Генетическая связь таких образований может быть неопределённой или только подразумеваться. То есть эта система *стохастическая* (греч. *stochasis* – догадка; вероятностная связь); генетические отношения могут служить дополнительной характеристикой.

В соответствии с таким различием выделяют системы детерминированные и стохастические. При анализе детерминированных систем могут использоваться математические выражения, отражающие их функционирование или последовательное усложнение структуры за счёт развития фрактальности. То есть «гармония» системы (согласованность, стройность сочетаний) при описании характеристик её структуры может быть «поверена алгеброй».

В этом же аспекте системы по различию их сущности разделяют на два класса совокупностей: органичные и неорганичные [236]. Органичная система имеет не только структурные, но и генетические связи, не только связи взаимодействия элементов, но и связи субординации, обусловленные происхождением одних элементов из других, возникновением новых связей. Структура целого воздействует на развитие и характер функционирования частей. Иначе говоря, это те принципы выделения систем и их свойства, которые согласуются с подходом Л. Берталанфи. Такой подход характерен для выделения и анализа развития рудно-магматических систем. В неорганичной системе основные свойства частей определяются их внутренней структурой, а не структурой целого, части способны существовать самостоятельно, например геологические формации в структуре формационного комплекса. Эти свойства согласуются с подходом В. Н. Садовского.

Существенная разница между двумя отмеченными принципами становится ещё более очевидной, если, например, провести систематизацию растительных образований в лесу. По первому принципу можно выделять каждое дерево в самостоятельную систему, выделяя в качестве её элементов корень, ствол, сучья, ветки, листья или хвою для решения генетических проблем и прогноза роста при определённых условиях. По второму принципу можно выделять, подобно формациям, в одну ассоциацию листья или хвою, в другую – ветки, в третью – сучки, далее стволы множества деревьев.

Для минерагении особо важно построение органичной детерминированной системы. Именно органичная система даст ответ на вопросы о происхождении источника полезного ископаемого, условиях его наличия, месте расположения, генезисе путей его перемещения, т. е. тех факторов, которые потом используются при анализе условий образования и размещения месторождений определённых типов. Именно генезис входит в этимологию термина «минерагения».

Примером сочетания двух принципов в единой системе наилучшим образом служит Периодическая система химических элементов Д. И. Менделеева. Аналогия с двумя принципами, отмеченными выше при построении геологических систем (магматогенно-рудных и формационных), станет весьма наглядной, если

Рис. 1.1. Сочетание двух принципов построения системы химических элементов Д. И. Менделеева, аналогичных разным принципам построения геологических систем.

таблицу Менделеева повернуть по часовой стрелке на 90° (рис. 1.1).

Вверху разместится группа, включающая все одновалентные элементы, под ней группа двухвалентных и т. д., подобно стратифицированным формациям. Слева направо разместятся разные периоды (подобно самостоятельным расслоенным рудно-магматическим системам) со сходной эволюцией строения электронных оболочек и валентностей снизу вверх. Периодическая система химических элементов Д. И. Менделеева, помимо общего выдающегося значения для науки, демонстрирует большой эффект, получаемый от компактного сочетания разных принципов при системном анализе природных объектов. В геологии такое сочетание принципов при выделении систем, к сожалению, применяется редко. Обычно они используются отдельно в зависимости от наличия материала, достаточного для анализа генетических связей внутри объекта и соотношения с внешней средой, а при их дефиците приходится строить системы путём объединения сходных частей объектов. Генетический принцип используется при выделении рудно-магматических систем, характерные особенности которых изложены в главе 7.

Выделяются системы статичные и динамичные. Для статичной системы характерно, что её состояние в определённый фиксированный момент времени остаётся постоянным. Динамичная система изменяет своё состояние во времени, в процессе её развития. В геологической практике чаще используются статичные модели, отражающие определённую тектоническую обстановку. Динамичные модели дают значительно больше сведений о геодинамической сущности изучаемого объекта, взаимосвязи и функций составляющих систему частей. Для вскрытия минерагенических закономерностей особо важны модели органичных динамичных систем. В них также лучше видна связь минерагении с геодинамикой и тектоникой. Исходные данные для такой системы даёт анализ эволюции состава формаций и сопутствующих месторождений в пространстве и времени. Примером является эволюция типов стратиформных сульфидных месторождений и состава вмещающей среды при спрединге (см. гл. 7 и часть III).

Детерминированные модели и основанный на них дедуктивный подход анализа должны шире использоваться при анализе геологических систем, в частности при металлогенических исследованиях. Индуктивный подход, «от частного эмпирического – к общему», естественный и ставший привычным в геологии, со временем привёл к тому, что было справедливо замечено В. Т. Фроловым: «…в геологии есть явный дефицит теоретичности и теорий, что нередко выражается в закомплексованности геологов» [259]. Один лишь индуктивный подход ограничивает возможность получения новых выводов. В отличие от этого, дедуктивный подход, «от общего – к частному, от теории – к фактам», значительно реже применяемый в геологии, даёт возможность прогноза нестандартных обстановок, не выявленного сочетания известных закономерностей. К сожалению, среди многих геологов распространено пренебрежительное отношение к «умозрительным», по их выражению, выводам. Но в отличие от акына, который поёт почти только о том, что видит, учёный должен «зрить» не только глазами, но и умом. На основе законов, известных из точных наук, не только правомерно, но и необходимо создавать гипотезы и потом проверять их на реальном геологическом материале, подобно тому, как в теореме сначала формулируется некоторое положение, а затем оно доказывается. Наука физика давно сочетает экспериментальный и теоретический подходы. Такой подход необходим и в минерагении. Он демонстрируется в разделах 5.2.3 и 8.4 на примере волновой природы всплесков минерагении в суперрайонах, а также иных явлений и структур конвективных геологических систем прошлого и настоящего. Это же можно отнести к «неожиданному» появлению «новых типов» месторождений, например в структурах несогласия (Олимпик Дэм и др.). Их существование можно было предсказать ранее на основе анализа особенностей состава толщ, вынесенных из глубин, их денудации и последующего литогенеза в обстановках над зонами субдукции.

Изложенное выше направлено на то, чтобы исследователь не сковывал себя только позитивистским подходом, описывая лишь непосредственно наблюдаемые факты, а продолжал свой путь познания геологии, воплощая мысль М. В. Ломоносова: «Велико есть дело достигать во глубину земную разумом, куда рукам и оку досягнуть возбраняет натура, странствовать размышлениями в преисподней, проникать рассуждением сквозь тесные расселины и вечною ночью помрачённые вещи и деяния выводить на солнечную ясность».

1.2. ГЛАВНЫЕ СВОЙСТВА СИСТЕМ И ОБЩИЕ ПРИНЦИПЫ ПОДХОДА К ИХ АНАЛИЗУ

Принцип целостности. Система есть, прежде всего, совокупность элементов, составляющая её целостность. При системном анализе должны быть выделены система и внешняя окружающая среда. Внешняя граница системы имеет условный характер, определяемый исследователем в соответствии с задачами исследования. В очень многих системных исследованиях, так или иначе, речь идёт о целостном представлении объекта, но фактически при этом понятие целостности относится не столько к самой системе, сколько к способу обобщения при её исследовании. Это требует особого описания, а именно системы в целом, отличного от описания её элементов, а также подчёркивания особого противопоставления системы её окружению (среде), противопоставления, в основе которого лежит внутренняя активность системы [236].

Принцип целостности рассматривает все составные части системы, прежде всего во взаимосвязи и взаимодействии, не независимо, не изолированно друг от друга. Если взаимодействие не определено, то указывается принцип объединения элементов в единую систему. Перечень существующих связей между элементами системы является моделью структуры системы.

При определённых условиях элементы системы могут рассматриваться как другие, более мелкие системы. Их место должно быть охарактеризовано схемой иерархии соподчинённых систем, масштабностью, указанием типов связей и функциями в общей системе. Принцип целостности неотъемлем от принципа структурированности и принципа связей.

Принцип связей и эмерджентности. Типы связей между элементами системы весьма различны. С одной стороны, это естественные связи, определяемые природой, в геологических системах разного масштабного порядка, в средах разной вязкости, позволяющей по-разному перемещаться веществу. С другой стороны, это искусственно обобщённые исследователем воедино природные объекты при простом упорядочении элементов системы.

В теории систем [236] выделяются разные типы связей: 1) взаимодействия (координации); 2) порождения (генетические), когда один объект вызывает к жизни другой; 3) преобразования, реализуемые через определённый объект, обеспечивающий это преобразование (например, региональный метаморфизм пород, обусловленный процессом субдукции и структурами с ним связанными); 4) строения (их нередко называют структурными); 5) функционирования (связи состояний, когда следующее по времени состояние является функцией от предыдущего, и энергетические, когда объекты связаны единством реализуемой функции); 6) развития, которые при последовательности состояний выражают основную схему всего процесса, что особенно ярко проявляется в эволюции состояний и структуры геологической среды при конвекции; 7) синергетические, возникающие при совместных действиях независимых элементов системы, которые приводят к бóльшему эффекту, чем сумма эффектов от этих элементов, действующих отдельно. Из этих связей вытекают интегральные эмерджентные свойства целостной системы, которые не присущи составляющим её элементам, рассматриваемым вне системы.

В физике природных явлений взаимное влияние частей системы характеризуется энергией взаимодействия, или просто взаимодействием. Выделяются четыре фундаментальных типа взаимодействий: сильные (ядерные), электромагнитные (в атомах, молекулах, макротелах), слабые (нестабильные свободные частицы) и гравитационные (тяготение). Слабое и электромагнитное взаимодействия могут объединяться в электрослабое. Верхняя грань для пространственной области, в которой действуют сильные и слабые взаимодействия, имеет размер 10^{-15} м; радиус действия электромагнитных и гравитационных взаимодействий не ограничен, поэтому они проявляются макроскопически. Им соответствуют разные связи в разных системах. Относительная интенсивность различных взаимодействий применительно к элементарным частицам такова: сильное 1, электромагнитное 10^{-3}, слабое 10^{-14}, гравитационное 10^{-40} [74]. Из этого ясно, что для геологии сильные взаимодействия являются предметом изотопной геохимии.

Исследование связей особенно важно для построения модели системы. Если связи между элементами системы детерминированы, отражают их взаимное функционирование, генетическую обусловленность, то при наличии одного выявленного элемента они с большим основанием могут использоваться для прогноза другого элемента. Если же связи всего лишь стохастические, случайные, то они при включении в систему случайного элемента могут вносить информационный шум в комплекс критериев прогноза.

Организация системы такова, что изменение, исключение элемента или введение нового отражаются на свойствах системы в целом, потерей части её свойств или приобретением новых. Именно целостность системы приводит к её эмерджентности.

Синергетическая связь определяется как связь, которая при совместных действиях независимых элементов системы обеспечивает увеличение их общего эффекта до значения, большего, чем сумма эффектов этих элементов, действующих независимо.

Следовательно, это усиливающая связь элементов системы. Именно из синергетических связей вытекают интегральные (эмерджентные) свойства, т. е. свойства целостной системы, которые не присущи составляющим её элементам, рассматриваемым вне системы [236].

Эмерджентность (от англ. *emergent* – неожиданно появляющийся) заключается в появлении у системы новых свойств, не присущих отдельно взятым её элементам, или потерей свойств этих элементов. То есть целостная система может не обладать теми свойствами, которыми обладают все составляющие её более мелкие системы. Иными словами, *если связи в мелких системах отличны от связей между этими системами, то общая система не суммирует связи мелких систем*. Принцип эмерджентности, основанный на изменении характера связи при переходе к другому иерархическому уровню организации элементов системы, является общим не только в геологии. Примером тому служит семья, основанная на родовых связях, в которой удовлетворяется принцип «от каждого по способностям – каждому по потребностям» (в пределах возможностей). Но этот принцип (свойство семьи) не суммируется в многомиллионной массе людей, которую объединяет территория проживания, государство, религия, но нет всеобщих генетических родовых связей. Поэтому не может удовлетворяться и упомянутый принцип, ставший коммунистическим лозунгом. Родовые связи, обусловленные биологической сущностью человека, являются наиболее сильными, превосходящими связи производственные и иные. Неслучайно в виртуальной модели коммунизма предложено «уничтожение семьи», хотя по иным соображениям. Отсюда – государство с коммунистическим строем – химера. Как известно, мифологическая химера имела туловище козы, голову льва, хвост-змею.

Характер связей и их эмерджентность часто предельно ясны. Никто не станет рассматривать государство с позиций сексуальных или родовых связей, которые присущи только малым группам масштаба семьи, как и в основу семьи нельзя класть общественно-политические и межгосударственные связи, хотя попытка укрепления последних предусматривалась женитьбой царских особ из разных государств.

Не так однозначна связь понятий «демократия» и «либерализм». Демократия в переводе с греческого обозначает власть народа («демос» – народ, «кратия» – власть). Осуществление такого принципа возможно на сходке жителей деревни или станицы, небольшого поселения при решении вопросов вне компетенции более крупного объединения. В крупном объединении демократия ограничивается одним днём выборов, после которых возможна или невозможна либеральность системы (наличие в ней свободы). В результате часто понятие желаемого либерализма подменяется термином «демократия». Полная, действующая постоянно и непрерывно во всём государстве демократия невозможна. Подобно анархии (без верховной власти) безвластие разрушит государство как устойчивую систему, которая не выдержит воздействие на неё внешней среды. Поэтому возможна лишь конституционная демократия, в которой власть народа лимитирована конституцией для каждого масштабного объединения (фрактала) в государстве (системе как целостного объединения).

В геологических моделях можно встретить необоснованное распространение принципов связей и процессов, присущих малым системам, на системы иного масштаба, в которых присутствует сумма тех же малых систем, но действует иной принцип связей между ними. Пример такого нарушения принципа связей и эмерджентности продемонстрирован в главе 4. В ней при обсуждении глубинного строения Земли показано, что при построении О. Г. Сорохтиным и С. А. Ушаковым очень интересной общей модели Земли бародиффузионный механизм дифференциации вещества, проявляющийся в малых системах, некорректно распространяется на всю модель мантии и ядра. В обоснование положен суммарный энергетический эффект малых

систем без учёта типов связей, регулирующих процесс в большом объёме.

Другой пример, касающийся эмерджентности, состоит в следующем. Зоны субдукции, присущие ячеистым конвективным системам с поперечником 1–2 тыс. км, уходящие в астеносферу, не суммируются в единую зону субдукции, достигающую ядра Земли, как предполагается в некоторых геодинамических концепциях [233, 293]. Для этого необходимы особые условия, связывающие вязкость среды, её объёмы, длительность процесса и иные условия, которых нет в реальности. Это рассмотрено в главах 2, 3 и в Заключении.

У фрагментов систем могут отсутствовать важные свойства целостных систем. Пример тому – поведение магматогенно-рудных узлов, представляющих целостные системы, которые периодически повторяются в пространстве в отличие от рудных полей, являющихся фрагментами таких систем. На этот счёт Ф. П. Тарасенко предлагает часть свойств системы, характеризующих её целостность, называть синтетическими. К ним, кроме эмерджентности, относится *«неразделимость системы на части»*. «Хотя это свойство является простым следствием эмерджентности, его практическая важность столь велика, а его недооценка встречается так часто, что целесообразно подчеркнуть его отдельно. Если нам нужна сама система, а не что-то другое, то её нельзя разделять на части. При изъятии из системы некоторой части происходит следущее. При этом изменяется состав системы, а значит, и её структура. Это будет уже другая система, с отличающимися свойствами. Поскольку свойств у прежней системы много, какое-то свойство, связанное именно с этой частью, вообще исчезнет». Далее Ф. П. Тарасенко продолжает: «Было бы, однако, неправильным абсолютизировать неделимость системы. *Надо только чётко отдавать себе отчёт в том, что после разделения мы имеем дело с другими системами*. Особо это важно при аналитическом изучении системы, когда её части рассматриваются по очереди. Требуется специальная забота о сохранении связей рассматриваемой части с остальными частями системы» [241].

Эти простые истины, к сожалению, по объективным причинам недостаточно учитываются при металлогеническом анализе и использовании при прогнозных исследованиях. Объективной причиной является то, что в реальной геологии исследователь сталкивается с тем, что многие детерминированные геодинамикой системы при последующем тектоническом развитии территорий не сохраняются целиком. Из этих систем «изымаются» важные части или они становятся недоступными для наблюдения. Особенно это относится к рудно-магматическим системам с гидротермально-осадочными стратиформными месторождениями, в первую очередь, колчеданными. В результате в геолого-структурном и геодинамическом аспекте рудно-магматические связи учитываются практически только в рудных полях и месторождениях. В более крупных по размеру системах в основном рассматриваются вещественные связи на формационном уровне. Магматогенно-рудные узлы как системы крупного (первичного) магматического очага и связанных с ним рудопроявлений рассматриваются довольно редко. Выпадают из внимания периодическая закономерность размещения узлов в пространстве, обусловленная волновой геодинамикой зарождения очагов, и магматогенная геодинамика их развития, определяющая стуктурные закономерности размещения месторождений. Однако, зная закономерности структуры узлов, их рудной зональности, можно понять, с каким фрагментом мы встретились (см. разд. 7.3).

В итоге изучения основных черт эмерджентности вслед за Ф. П. Тарасенко отметим следующее. Эмерджентные свойства системы не могут быть объяснены, выражены через свойства отдельных её частей. Источником, носителем эмерджентных свойств являются структура системы и типы связей между её элементами (фракталами). При разных структурных связях в системе, образуемой из одних и тех же элементов, возникают разные свойства.

У системы есть и неэмерджентные свойства, одинаковые со свойствами её частей, например фрактальные принципы её структурирования. Эмерджентность – другая, более развитая форма выражения закона диалектики о переходе количества в качество. Динамический аспект эмерджентности выражается в синергетике элементов системы [241].

Таким образом, типы связей (взаимосвязь элементов в развитии и их структурная упорядоченность) являются фундаментальными характеристиками систем.

В геологических системах химические связи – сильные, но действующие на малое расстояние, играют главную роль при дифференциации и интеграции элементов в жидкой или газообразной среде в разных объёмах, а особенно на уровне частей месторождения. В твёрдых фазах эти связи лишь поддерживают стабильность среды. В больших объёмах твёрдых тел дифференциация по составу (в силу разной плотности слагающих компонентов) и интеграция по плотности осуществляются главным образом благодаря гравитации – связям слабым, но действующим на очень большие расстояния. Химические связи в них проявляются только в минералах. Иначе говоря, при создании моделей систем, изучении закономерностей их структуры и соотношений разномасштабных элементов необходимо уделять должное внимание изменению характера связей. При построении моделей систем, к сожалению, часто не учитывается характер связей, их сила, расстояние действия, принадлежность связей ко всей системе или действие только внутри определённых составных частей (фракталов).

Взаимосвязь элементов в развитии и их структурная упорядоченность предполагают рассмотрение ещё двух характеристик системы: 1) принципа иерархии и фрактальности; 2) фазовой последовательности и временно́й продолжительности функционирования системы.

Принцип иерархии и фрактальности. Иерархия (от греч. «священная власть» – порядок подчинения по строго определённым ступеням) есть тип структурных отношений в сложных многоуровневых системах, характеризуемых упорядоченностью, организованностью взаимодействий между отдельными уровнями. В реальных геологических системах иерархическая структура не бывает абсолютно жёсткой из-за того, что масштабы систем и их структура определяются многими факторами. Однако по главным факторам иерархия может намечаться. Она может быть естественной, определяемой факторами, не зависимыми от исследователя, или в соответствии с принятой таксономией размеров систем, отражаемых на картах разного масштаба. Главный фактор естественной иерархии определяется фрактальностью (дробностью) системы, являющейся следствием изменения свойств системы в её развитии. Таковым является последовательное снижение вязкости вещества в геологическом развитии при переходе состояния от твёрдого к менее вязкому, вплоть до расплавов. Другой фактор, вызывающий появление фракталов, – изменение мощности адвектирующих масс. Фрактальность в водных массах океана хорошо видна с самолёта. Относительно мелкие волны (с высоты 8–9 км напоминающие рябь) фиксируются на площади длинноволновых поднятий и опусканий, т. е. «длинноволнового волнения» поверхности океана. Фрактальность создаёт древовидную структуру системы (см. гл. 3).

Принцип масштабности. При исследованиях в определённом масштабе должны применяться соответствующие методы и использоваться согласованные с ними критерии. Этот принцип обычен в геологических исследованиях, является продолжением принципа иерархии, но при этом не всегда строго соблюдаются требования учёта особенностей и характера связей между фракталами разного масштаба. Несоблюдение имеет место в методологии, когда используются подходы, разработанные для анализа систем иного масштаба. Не всегда соблюдается принцип масштабности, когда частные наблюдения при малой их статистике распространяются на огромные площади. Особенно это характерно для глобальных и иных палеореконструкций,

основанных на частных определениях магнитных характеристик образцов. Без дополнения их комплексом геологических критериев такие реконструкции нередко неприемлемы. Такие ошибки известных исследователей показаны в главе 9 на примере геологии и палеореконструкций позиции Иберийского полуострова, островов Корсика и Сардиния.

Принцип масштабности в сочетании с принципами иерархии и фрактальности, связей и эмерджентности требует особого соблюдения естественного принципа строгого терминологического соответствия. Несоблюдение приводит не только к «вавилонскому терминологическому столпотворению» при обсуждении научных проблем, но и к использованию свойств систем одного иерархического уровня в качестве характеристики систем другого уровня, которые этими свойствами могут не обладать.

Морфологический принцип. Важнейшим свойством геологических систем служит их морфология, в связи с чем морфологический принцип – весьма важен в системном анализе. По многим характеристикам, условиям образования можно выделить два типа систем – линейные (непрерывные) и ячеистые (дискретные). Их зарождение и существование определяются, в первую очередь, волновой геодинамикой при гравитационной неустойчивости, т. е. физическими закономерностями, а не только общим взглядом исследователя на геологическую карту. При определённых условиях, но до определённого предела, гравитационная неустойчивость зарождает волны одного направления и, соответственно, линейные системы. При наступлении предела образуются волны разных (как правило, трёх) направлений, интерференция которых создаёт ячеистые структуры.

Пример подобного природного явления каждый из нас имел возможность видеть, наблюдая за облаками. Тонкий слой облачности образует перистые облака, в которых утолщённые (менее прозрачные) зоны вытянуты в одном направлении. Более мощные скопления пара образуют обособленные ячеи – кучевые облака. При этом с земли хорошо видно, что низ каждого облака достаточно ровный. Но с самолёта, пролетающего немногим выше облаков, видно, как от облака вверх отходит серия колонн (фракталов облака). В результате образуется морфология, подобная перевёрнутому вымени коровы с многими сосками. Общие закономерности подобного явления, связанные с условиями конвекции, описываются уравнением Рэлея и определяются критическими параметрами (числами).

К сожалению, не во всех металлогенических разработках морфологическому принципу уделено должное внимание. Так, в работах А. И. Кривцова [133, 134] все металлогенические таксоны определяются через разные сочетания формаций и соответствующие этим сочетаниям временны́е характеристики развития. Отмечено, что пространственные металлогенические категории после планетарных металлогенических поясов, металлогенических провинций и областей определяются исходя из содержания понятия «металлогеническая зона». Металлогеническая зона принята в качестве эквивалента структурно-формационной зоны. «При этом наименование металлогенических категорий не зависит от геометрии соответствующих площадей, поскольку они отражают формы распространения одних и тех же исходных элементов – определённых геологических формаций» [133]. В соответствие с этим принципом за металлогенической зоной выделены рудные районы и поля. В работах А. И. Кривцова, направленных на «прикладную металлогению», не используется и фактически проигнорирован важнейший металлогенический таксон – рудный узел, которому в предшествующих работах Д. И. Щербакова и Е. Т. Шаталова [175] было уделено пристальное внимание и который в данной книге использован и охарактеризован в разных аспектах.

Принцип продолжительности времени развития. Развитие геологических систем происходит естественно не только в пространстве, но и во времени. В геотектонике и металлогении уделяется значительное внимание геологическому возрасту

структур, процессов и их очерёдности. Анализ временно́й продолжительности процессов, как правило, остаётся за рамками исследования. Между тем этот фактор является весьма важным в обосновании корректности геодинамических моделей. В физических формулах, описывающих геодинамические и термальные процессы, единица времени входит не только сама по себе, но и в размерность других параметров, например скорость м/с, ускорение м/с^2, вязкость Па·с или дин·с/см^2, температуропроводность м^2/с, теплопроводность Вт/(м·К) или кал/(см·с·°С), плотность теплового потока Вт/м^2 или кал/(см^2·с). При очень большой вязкости нижнемантийных масс (порядка 10^{24}–10^{25} пуаз) ограниченный возраст Земли (4,6 млрд лет) может оказаться недостаточным для достижения продвинутых фаз общей конвекции, осуществляемой за счёт гравитационных сил. При этом во фракталах общей системы, обладающих меньшей вязкостью, конвекция может достигать более продвинутых фаз [17]. Конкретные соотношения длительности развития с масштабностью конвективных систем рассмотрены в разделе 3.2.

Продолжительность действия тектонических напряжений очень большое значение оказывает на прочность горных пород. По этой причине в тектонофизике выделяют условно-мгновенную (в течение одной секунды) и длительную прочность [81, 82]. Их различие может достигать стократной величины. Без учёта этого фактора может оказаться недостаточно корректным геодинамический анализ геологических структур.

Перенесение результатов экспериментов минералообразования, полученных в лабораторных условиях при определённых температуре и давлении, на параметры условий геологических явлений и процессов требует учёта временно́го фактора. К сожалению, это, как правило, не делается. Между тем влияние времени на другие параметры следует из уравнения Аррениуса. Кроме того, об этом предупреждают экспериментаторы, например: «Экспериментально определено, что *P-T* параметры синтеза алмазов в карбонатно-углеродистых системах могут быть существенно снижены относительно *PT*-условий, определяемых в предшествующих работах, за счёт *увеличения длительности* экспериментов. *Основным фактором*, лимитирующим алмазообразующие процессы, *является кинетика*, что позволяет обосновать возможность дальнейшего снижения *P-T* параметров в карбонатно-углеродистых системах» (*курсив мой.* – А. Б.) [182].

В моделях тектоники литосферных плит значительное внимание уделялось анализу необходимой продолжительности нахождения океанической плиты вверху литосферы (её экспозиции), для того чтобы плита остыла, увеличила тем самым свою плотность и вследствие этого стала тонуть в мантии, образуя зоны субдукции. Мысль весьма интересная. Однако анализ природных явлений, место и время субдукции в древних подвижных системах часто противоречат необходимости поставленных временны́х условий. Иначе говоря, субдукция не определяется утяжелением плит за счёт их остывания.

Время входит в уравнение Максвелла, определяя величину пластической деформации в сочетании с величинами тангенциального напряжения и вязкости. Учёт времени особо важен при оценке условий подъёма мантийных алмазоносных масс к поверхности Земли. Широко известное правило Клиффорда, как показано в главе 12, в действительности отражает не возраст алмаза, а необходимое время подъёма масс при малых, но превосходящих предел ползучести напряжениях.

Принцип исторической полноты структурного развития. В геологической литературе встречаются модели образования структур, которые представлены как результат одного процесса без рассмотрения нескольких последовательных процессов, приводящих в конечном итоге к реальной геологической картине. Примером служит концепция Е. В. Артюшкова [8], пропагандируемая в публикациях, об образовании литосферы ряда морских бассейнов без гранитного слоя, но с мощными

осадками (например Чёрного моря) в результате флюидизации пород литосферы, превращения их за счёт этого в эклогиты повышенной плотности, что вызывает погружение. То есть не эклогитизация пород в результате их погружения в область повышенного давления, что рассматривается в петрологии, а наоборот. Только рассмотрение исторического развития тектонических процессов, захватывающих окружающее пространство, позволяет представить модель, не противоречащую петрологии. Последовательное в истории «клавишное» перемещение блоков приводит сначала к уничтожению гранитного слоя земной коры, а затем при подъёме смежной территории и опускании дна моря накапливается мощная толща осадков на «безгранитной» основе, создавая своеобразный тип земной коры. Это явление описано в третьей части книги в главе 9. В той же главе показано, как неполнота анализа всего исторического разреза приводит к неверным выводам о типе исходной земной коры в Средиземноморье. Толщи основных и ультраосновных пород в аллохтонах Аппенинского полуострова трактуются как остатки океана. Не учитывается при этом, что выше этих толщ ранее располагались сиалические континентальные толщи, которые при подъёме были первыми перемещены в аллохтоны, а на них легли аллохтоны симатических толщ базальтового слоя континентальной коры, принимаемые за океанические.

Принцип открытости системы и соотношения с внешней средой. Большое значение имеет анализ соотношения системы с внешней средой. Это естественно, так как только изолированные системы, представляющие в природе редкость, могут не нуждаться в анализе данного принципа. Следует не забывать, что границы системы, как правило, определяет сам исследователь. Окружающая среда и система взаимодействуют. Направленный характер влияния среды на систему определяют как связи входа системы, а системы на среду – связями выхода системы [241]. Внешняя среда является частью более крупной системы, воздействующей на изучаемую систему. Внешние физические поля существенно отражаются на условиях существования, функционировании системы и её структуре. Этому же отвечает универсальный закон-принцип диссимметрии Кюри. Согласно закону, любой развивающийся объект сохраняет лишь те свои свойства элементарной симметрии, которые оказываются общими как для него, так и для среды, в которой он развивается.

Развитие системы надо анализировать совместно с внешней средой. Вопросы и проблемы соотношения систем с внешней средой, её веществом и физическими полями весьма широки. Они обсуждаются в разных разделах книги.

Принцип разумной полноты объёма. Он же сопрягается с принципом соотношения системы с внешней средой, принципом фрактальности, принципом непрерывности и дискретности. В зависимости от поставленных задач при системном анализе исследователь сам определяет масштабность системы и, соответственно, её границы.

Как самостоятельный принцип уникальности и коллективности в теории системного анализа не рассматривается. Однако для анализа геологических систем он важен при упорядочении металлогенической таксономии. Более всего он нужен для унификации понятий «рудный узел» и «рудное поле», определений их границ и анализа структуры. Понятие «рудный узел» было сформулировано Е. Т. Шаталовым в развитие идеи академика Д. И. Щербакова [175]. Оно отражает важные свойства узла: изометричную форму занимаемой территории определённой величины, повышенную концентрацию рудопроявлений, а главное – связь их с крупным магматическим центром. В дальнейшем это определение получило обоснование и дополнение с позиций магматизма и геодинамики в виде магматогенно-рудного узла, или рудно-магматической системы [28]. Поле по размеру в подавляющем большинстве случаев рассматривается как подчинённое узлу. Однако в геологии алмаза [70] полем принято называть геологические структуры протяжённостью до 80 км, на-

пример Далдыно-Алакитское поле (Якутия), в котором имеются два термальных глубинных максимума, разделённых в центре областью с пониженной температурой магматизма. Размеры такого поля больше чем в два раза превосходят рудные узлы. Последние в алмазоносной минерагенической таксономии не выделяются.

Похожая проблема стоит перед рудно-магматическими системами, комплексы которых относят к дунит-пироксенит-габбровой формации с месторождениями платины, титаномагнетитовыми, ванадий-железо-медными с золотом. На Урале эти системы образуют интрузивные массивы, слагающие так называемый Платиноносный пояс. Наиболее яркими его представителями являются Кытлымский и Тагильский массивы. Кытлымский массив – явный одиночный лакколит, «от корня до головы», выражаясь фигурально и по сути. Он же – соответственно рудно-магматическая система (РМС). Тагильский массив по протяжённости в три раза превосходит Кытлымский. Встаёт вопрос, как к нему надо относиться: как к единой РМС, этакой «толстушке», или как к сросшимся РМС, подобно сиамским близнецам? Ответ на этот вопрос дан в разделе 7.3.4. Он важен для обоснования периодичности размещения плутоногенных РМС. Подобного рода вопросы об одиночных или «коллективных» РМС встают перед Великой Дайкой и Бушвельдским массивом Африки [335].

Упомянутыми выше принципами не исчерпываются подходы к системному анализу геодинамики, тектоники и минерагении. Приведённые характеристики в большей мере относятся к органичным детерминированным системам, отражающим их динамичное развитие. К неорганичным, стохастическим геологическим системам применяются иные принципы. При системном анализе управляемых систем, функционирующих в настоящее время, используют принцип оптимальности, выбирающий из имеющихся альтернативных наиболее приемлемый для данных условий. Его аналогом может быть принятие наиболее приемлемых решений при наличии альтернативных взглядов на геологические проблемы. Выражаясь иначе, при осуществлении системного анализа в процессе структуризации проблемы необходимо сопоставлять альтернативы и среди возможных из них принимать оптимальную. При этом каждая альтернатива оценивается с позиции её дальнейшей роли в развитии структуры. В связи с этим особое внимание должно уделяться критическому анализу альтернативных положений в работах предыдущих, даже весьма авторитетных исследователей по рассматриваемой проблеме. То есть нельзя руководствоваться в исследовании принципом культа личности.

1.3. ОСОБЕННОСТИ ПОДХОДА К АНАЛИЗУ НЕОРГАНИЧНЫХ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ СИСТЕМ

К неорганичным, стохастическим системам в геологии широко применяется принцип, основанный на упорядочении сходных частей разных детерминированных систем, которые объединяются в формацию, характеризуемую свойствами этих частей. Формационный анализ является эффективным методом познания и систематизации разных свойств и закономерностей развития Земли в целом и её частей. Существуют разные схемы формаций и формационных комплексов как систем, отражающих реальные группы горных пород, образовавшихся в определённых тектонических обстановках. Относительно полная информация о формациях содержится в обобщающих работах [141, 191]. В них даны представления исследователей о связи полезных ископаемых с формациями, не всегда бесспорные.

Не ставя самостоятельной задачи характеризовать минерагению в аспекте формационного анализа, отметим лишь общие положения методологии исследования. В идеале требуется указание позиции формации относительно смежных формаций (в вертикальном комплексе и латеральном ряду),

что позволяет понять их соотношение с частями ряда моделей детерминированных систем. Один и тот же объём геологических образований не всегда однозначно характеризуется формациями из-за разного подхода исследователей, разногласий в их терминологии и объёме понятия. Для преодоления этого ниже предлагается раздел, где конкретизируются понятия и термины, которые применяются при формационном анализе, и проблемы, которые могут возникнуть при использовании термина, устоявшегося для одних систем, при исследовании систем иного рода.

Терминология. Подчёркивая необходимость конкретной и строгой терминологии применительно к системному анализу, В. Н. Спицнадель приводит выражение известного немецкого лингвиста Гуго Шухардта (1842–1927): «Терминологическая опасность для науки – всё равно, что туман для мореплавания». К этому он добавляет: «*Термин* – точно выраженное содержание научного понятия, то есть мысли, которая отображает общие и существенные признаки предметов или явлений. *Объём понятия* – знания о круге предметов, существенные признаки которых отображены в понятии» [236].

Система **формация** создаётся по принципу упорядочения воедино сходных по составу образований, генетическая связь которых не определена или только подразумевается (система стохастическая); генетические отношения её образований могут служить дополнительной характеристикой. Значительное внимание генетическому аспекту формаций уделяется для осадочных образований.

Геологическая формация – естественное сообщество горных пород и сопутствующих им минеральных образований, отдельные части которого парагенетически (т. е. рождены рядом) связаны друг с другом как в возрастном, так и в пространственном отношении и образуются в определённой геологической обстановке.

Геологическая обстановка определяется исследователем в соответствии с целью и принципами систематизации. Разное понимание исследователем различий геологических обстановок (при детализации исследований для достижения поставленной цели) приводит к тому, что один и тот же объём геологической среды порой описывается разным набором формаций.

Формация абстрактная не имеет конкретного возраста, географической привязки, конкретного объёма. Она не картируется, служит эталоном для сопоставления. То есть абстрактная формация – тот «рыболовный крючок», на который мы «ловим» (прогнозируем, ищем) конкретную обстановку, выделяя конкретную формацию.

Формация конкретная имеет конкретные возраст, географическую привязку, объём, границы (пусть условные). Конкретная формация картируется. В картируемую формацию могут попасть и чуждые ей элементы, но с ней они объединяются. Так, академик Ю. А. Кузнецов предлагал при картировании вулканогенной формации включать в неё и прослои известняков среди вулканитов.

В определении формации как системы дан лишь принцип объединения составляющих её элементов. Не оговорены объём системы, объём сообщества. В реальной геологической практике в одну геологическую формацию объединяются толщи, сопоставимые по объёму с одной-двумя свитами, общей мощностью в сотни метров–первые километры. С детализацией исследований, выявления характерных особенностей геологического разреза одна формация, например спилит-кератофировая, ранее выделяемая на Урале, может быть разделена на самостоятельные: однородную базальтовую, риолит-базальтовую, андезидацитовую.

Генетическому подходу в формационном анализе может уделяться достойное внимание. Особенно это относится к стратифицированным геологическим формациям и формациям полезных ископаемых, связанных с литогенезом седиментогенных образований [191].

Понятие **«рудная формация»** в геологии используется в разных целях с применением соответственно разных принципов. Первоначально под рудной формацией

понималась многократно повторяющаяся в месторождениях рудная ассоциация определённого состава (так её выражали А. Брейтгаупт, Г. Шнейдерхён, П. М. Татаринов, Н. В. Петровская). Эта формация характеризует в первую очередь руды, а не сами месторождения. То есть это **собственно рудная формация**. Таковой она и осталась, если её не дополнять составом и геологической структурой вмещающей среды. Здесь же важно отметить, что термин «рудообразование» (образование руд), как правило, охватывает не весь процесс формирования месторождения.

Характеристика месторождения на основе состава руд и геологической обстановки их локализации для целей прогноза и поисков потребовала иного системного к ним подхода [135, 194]. Фактически были выделены **формации рудных месторождений**, но название, к сожалению, оставлено старым (рудная формация), прочно вошедшим в употребление в отраслевых институтах и в практике. Следует подчеркнуть, что эти формации нацелены на прогноз рудных месторождений, а не просто руды. Без данного акцента в принципе выделения рудной формации можно столкнуться с известной ситуацией, которая была на Рудном Алтае в третью четверть XX века. Там безуспешно исследовали рудопроявления полиметаллической рудной формации, которые позже стали выделять в самостоятельную формацию пропилитов с полиметаллическими сульфидами, не образующую промышленных месторождений, в отличие от другой части – формации колчеданно-полиметаллических *месторождений*. То есть ранее выделяли обширную собственно рудную формацию, а не формацию колчеданно-полиметаллических месторождений. Учитывая то, что термин «рудная формация» с его двойственным значением прочно вошёл в литературу, избавить его от этого недостатка трудно. Тем не менее не только весьма желательно, но и наступила необходимость использовать разные наименования: рудная формация и формация рудных месторождений применительно к этим разным системам.

Иной, более широкий подход к пониманию рудной формации предложили В. С. Кормилицын и П. А. Строна: «Рудная формация представляет собой естественное сообщество месторождений полезных ископаемых, образовавшихся на определённых стадиях развития подвижных поясов и платформ в генетической или парагенетической связи с определённой магматической, осадочной или метаморфической формацией (соответственно для магматогенных, осадочных и метаморфогенных месторождений). В этой формулировке геотектонические условия возникновения рудной формации определяются стадией развития тектонической структуры и соответствующими геологическими формациями» [126]. По В. С. Кормилицыну, «при выделении конкретных рудных формаций в них следует включать все гидротермальные образования, связанные с той или иной магматической формацией, в том числе промышленные и непромышленные, металлические и неметаллические…» [126]. Такой подход может представить интерес при прогнозе и оценке комплексной региональной металлогении, но термин «рудная формация» лучше заменить на другой, более близкий к понятию «металлогеническая формация», например **комплексная минерагеническая формация**.

В прикладной специальной металлогении целесообразнее использовать второй подход. Он свободен от генетических представлений, хотя не исключает возможности их использования, основан на статистическом подтверждении ассоциаций руд и геологической среды определённого типа. В соответствии с таким подходом даётся определение рудной формации (формации рудных месторождений!).

Рудная формация (в значении **формация рудных месторождений**) – группа месторождений и рудопроявлений, близких по минеральным ассоциациям руд, структурно-морфологическим особенностям, образующихся в сходных геологических условиях, которые определяются одной или сочетанием нескольких рудоконтролирующих геологических формаций и (или) струк-

турными условиями размещения в толщах определённого состава.

В такой системе **геологическая формация** (или их определённая ассоциация) является важнейшим критерием прогноза рудных месторождений. Генетический аспект соотношения рудообразования и геологических формаций рассматривается при выделении **металлогенических формаций** – комплекса **рудной формации** совместно с **рудоконтролирующими геологическими формациями.** К рудоконтролирующим типам формаций относят рудогенерирующие, рудоносные, рудообразующие [194]. В определении их типа большую роль играет то, насколько они сохраняют информацию о присутствующих в них детерминированных рудоносных системах (например рудно-магматических) или их частях. Если есть прямая генетическая связь оруденения с геологической формацией как источником полезного ископаемого, то формация относится к рудогенерирующей. Если эта связь парагенетическая, но формация практически всегда сопровождается определённым типом оруденения, то она относится к типу рудоносных. Если развитие членов геологической формации приводит к образованию руд, вещество которых заимствуется из других формаций, то первая относится к рудообразующей, по [194], которую правильнее именовать рудопреобразующей, или рудорегенерирующей. Без этих сведений формация относится просто к рудовмещающему типу, который входит в группу металлогенических формаций, но без генетической характеристики. Определённый комплекс этих признаков применительно к рудной формации рассматривается как тип металлогенической формации. Металлогенические формации – более надёжный критерий прогноза и поисков месторождений, по сравнению с просто рудной формацией, так как сочетает в себе более определённые прочные связи месторождений с вмещающей средой.

Для месторождений, образующихся значительно позже пород рудовмещающих формаций, важными характеристиками являются геодинамическая обстановка рудообразования, позиция месторождений не только относительно определённой геологической формации, но и в комплексе тектонических деформационных структур.

В процессе исследований может дискутироваться и измениться представление о типе связи оруденения с геологической формацией. Это имеет место для ассоциации золоторудных месторождений в черносланцевых толщах. По-видимому, настало время скорректировать ставшее общепринятым представление о рудогенерирующей роли триасовых пикродолеритовых магм для интрузивов, вмещающих норильские Cu-Ni месторождения. Эти магмы становятся рудоносными лишь тогда, когда в их протолит попадают раннепротерозойские вулканогенно-осадочные колчеданные Cu-Ni руды. Роль регенерации древних руд, накопленных в больших объёмах до магматизма, с которым они связываются, пока недостаточно учитывается в металлогенических формациях (см. разд. 6.8).

Рудно-формационный тип месторождения – характеристика его свойств, соответствующих принадлежности месторождения к абстрактной рудной формации или к сочетанию определённых типов рудной и рудоконтролирующей геологической формаций. Многие исследователи (В. С. Кормилицын, Д. В. Рундквист и др.) формационный тип рассматривают в качестве абстрактной формации. Понятие рудно-формационный тип месторождения шире, чем тип конкретного месторождения. То есть, прогнозируя наличие представителей определённой рудной формации, мы не можем утверждать, что найдём аналог вполне определённого одного месторождения, а не одного из группы, характеризующей абстрактную формацию.

Формации геологические и рудные (рудных месторождений) – основные системы в металлогеническом анализе при мелко- и среднемасштабных геологических (в том числе прогнозных) исследованиях.

Рудно-магматическая система используется при крупномасштабных и детальных исследованиях, так как характеризует

локальные структуры, определяемые в случае эндогенной металлогении магматическим очагом и производными его частей. Вместе с тем необходимо помнить, к какой более крупной системе, например формационному комплексу, они относятся. Анализируя более крупную систему и окружающую среду, нередко можно лучше и правильнее понять сущность и генезис частного элемента системы (см. разд. 7.3).

При изучении тектоники, минерагении широко используется структурно-формационный анализ, выделяются структурно-формационные зоны. Зоны под таким названием были впервые выделены Л. Кобером в Альпах как тектонические элементы, характеризуемые единственной формацией (флишевой в экстернидах, молассовой в молассовой зоне) [191]. В настоящее время методика использования формаций при металлогеническом анализе и построении металлогенических карт на структурно-формационной основе опирается на ряд иных понятий, имеющих те же наименования. К ним относятся следующие категории.

Структурно-формационный комплекс – формационно однородный по латерали вертикальный ряд геологических формаций, соответствующий одной из серий (трансгрессивной, нейтральной, регрессивной) тектоно-магматического цикла, т. е. одной из стадий (или подстадий) цикла. Необходимо обратить внимание, что слово «структурно» характеризует определённый порядок формаций в комплексе, а не геологическую структуру (антиклинорий, синклинорий, депрессию, поднятие и т. п.).

В одном комплексе не должно быть двух стратифицированных формаций на одном уровне; в противном случае это два разных комплекса.

Особый случай может представлять выделение формационных комплексов при металлогеническом анализе территорий, где прогнозируются месторождения, связанные с интрузивными формациями, существенно более поздними по сравнению с вмещающими толщами. Примером служат раннеорогенные гранитоиды, находящиеся среди рифтогенных формаций, слагающих фундамент вулкано-плутонического пояса, который контролирует размещение месторождений. При данных условиях целесообразно включать такие интрузивные формации в характеристику структурно-формационного комплекса, отделив территории его распространения от территорий, где подобный комплекс стратифицированных геологических формаций не содержит сходных интрузивов. Интрузии могут регенерировать руды, сингенетичные стратиформным формациям, а также дополнять комплекс своей металлогенией. Кроме того, интрузивные комплексы служат одним из критериев тектонической и геодинамической обстановок. Всё это должно учитываться при структурно-формационном, тектоническом, геодинамическом и металлогеническом анализах.

Структурно-формационная зона – территория распространения одного структурно-формационного комплекса.

Структурно-металлогеническая (металлогеническая) зона – территория площадью десятки тысяч квадратных километров, эквивалентная структурно-формационной зоне, вертикальный формационный ряд которой включает рудоконтролирующие (рудовмещающие, рудоносные) геологические формации одного тектоно-магматического цикла, а иногда и их непосредственный фундамент.

Собственно металлогеническая зона может выделяться по одной рудоконтролирующей формации. Фрагмент металлогенической зоны рассматривается как рудный район. Но это делается главным образом при прогнозе. Когда таким образом уже выделен рудный район, а на его площадь попала дополнительно другая геологическая формация, то не следует в районе выделять другой район, формально следуя формационному принципу. То есть не надо терять здравого смысла. Одно дело – прогноз, другое – характеристика и оценка выявленного металлогенического таксона.

Исключение геодинамического фактора при разработке системы металлогенических (минерагенических) таксонов ска-

залось на содержании таксономических схем, содержащихся в ведущих методических руководствах, опубликованных под редакцией известных учёных Д. В. Рундквиста, А. И. Кривцова [136, 196]. В основу таксономии ими положены формационный принцип, геологические формации и их комплексы, по которым создаются неорганичные системы, т. е. упорядочение объектов осуществляется по принципу сходства геологических объектов, а не по генетическим взаимоотношениям между частями объектов и с внешней средой. Такой системный подход наиболее удобен, так как выделение формаций обеспечивается материалом, относительно легко извлекаемым из геологических карт, построенных по литолого-стратиграфическому принципу, и иных специализированных (например геохимических) карт определённого масштаба. Формационный принцип в сочетании с понятием «геолого-промышленные типы» месторождений плодотворно используется в практике прогнозно-поисковых работ.

Выделение на этих картах целостных ячеистых генетических систем, какими являются очаговые и надочаговые вулканические структуры, – задача значительно более трудная. К тому же целостные структуры редко сохраняются полностью или недоступны для наблюдения. Частями этих структур являются рудные поля, которые представляют собой уже иные системы, редко сохраняющие главные свойства прежних целостных структур. К таким утерянным свойствам относится периодичность пространственного размещения, детерминированная волновой геодинамикой. Периодичность размещения может быть весьма важным прогнозным критерием, но требует предварительного глубокого анализа геологии территорий для выделения разномасштабных, начиная с очаговых и надочаговых, рудно-магматических систем. Этот анализ в стратифицированных формациях, как правило, не проводится. Возможно, по этой причине в упомянутых методических разработках и металлогенической таксономии [136, 196] пропущен рудный узел, которому ранее Е. Т. Шаталов [175] уделял большое внимание. Поэтому при оценке территорий переход от линейного принципа (металлогеническая зона или её фрагмент – рудный район) на ячеистый принцип (рудное поле) происходит с пропуском закономерностей образования, размещения и зональности очаговых структур. Соединение разных принципов при выделении минерагенических таксонов будет способствовать совершенствованию общего прогноза. Дальнейшее улучшение методологии прогноза должно использовать свойства детерминированных органичных систем.

ГЛАВА 2 ОБЩИЕ ТЕКТОНОФИЗИЧЕСКИЕ ПОНЯТИЯ И ОСНОВЫ ГЕОДИНАМИКИ

При системном анализе тектоники и геодинамики в книге используются основные положения тектонофизики. В публикациях по тектонике этому, за редким исключением, не уделяется должного внимания или терминология, используемая для объяснения геодинамических процессов, не вполне корректна. Чтобы избежать разночтений при восприятии текста о физической сущности геодинамических процессов и оценивать степень обоснованности существующих и предлагаемых новых интерпретаций, ниже приводятся краткие сведения об элементарных основах тектонофизики и о геодинамике.

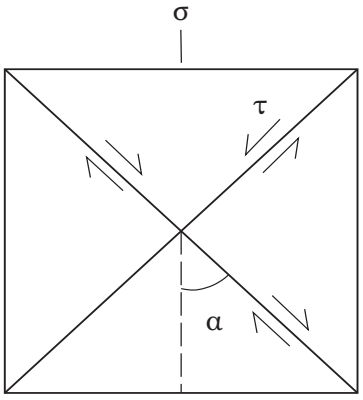


Рис. 2.1. Напряжения в теле.
σ – нормальное напряжение; τ – касательное напряжение; α – угол скалывания (всегда ≤ 45°).

2.1. ОСНОВНЫЕ ПОНЯТИЯ О СВОЙСТВАХ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ СРЕДЫ В ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ПРОЦЕССАХ

2.1.1. Основные тектонофизические понятия

Напряжения

Напряжения – внутренние реактивные силы в теле, отнесённые к нормальной или касательной площади (рис. 2.1). (Нельзя писать «…напряжения со стороны» вместо «усилия со стороны»).

Главные нормальные напряжения – три взаимно перпендикулярных вектора, расположенных в теле таким образом, что в любой плоскости, проведённой через два из них, отсутствуют касательные напряжения (соответствуют трём осям эллипсоида напряжений) (рис. 2.2). В отличие от принятого в России отнесения растягивающих напряжений к положительным (увеличивающим размер), в англоязычной литературе

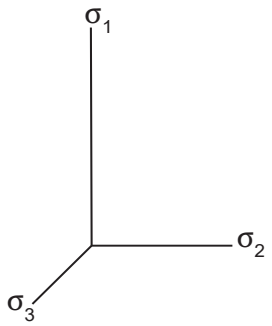


Рис. 2.2. Главные нормальные напряжения.
σ_1 – алгебраически наибольшее (наибольшее из растягивающих или наименьшее из сжимающих); σ_2 – среднее; σ_3 – алгебраически наименьшее (наименьшее из растягивающих или наибольшее из сжимающих).

[246] положительными считаются сжимающие, а отрицательными – растягивающие.

Наибольшее касательное напряжение τ_{max}:

$$\tau_{max} = \frac{\sigma_3 - \sigma_1}{2}. \qquad (2.1)$$

Вектор (лат. *vector* – несущий, переводящий) характеризуется направлением и величиной (модулем). Не следует злоупотреблять применением термина «вектор», если говорится только о направлении. Понятие «вектор» возникло в связи с изуче-

нием величин, характеризуемых численным значением и направлением.

Давление P – скаляр, характеризуется только величиной, одинаковой для векторов любого направления. (Нельзя писать «давление со стороны», если в геодинамике подразумеваются односторонние сжимающие усилия):

$$P = \sigma_m = \frac{\sigma_1 + \sigma_2 + \sigma_3}{3}. \qquad (2.2)$$

Давление σ_m (всестороннее сжатие). В геологической литературе, когда упоминаются обстановки сжатия или растяжения, в подавляющем большинстве случаев речь идёт не о напряжениях, а о преобладающем характере сил в горизонтальном направлении. Не всегда сближение (конвергенция) двух тел это сжатие, так как оно может отвечать сползающему шарьяжу (обстановка «растяжения»). Естественно, что в этом случае нельзя движение шарьяжа принимать за коллизию, что встречается в литературе.

Под действием нормального сжатия σ в региональном масштабе в погружённых на глубину породах происходит динамотермальный метаморфизм, именуемый иначе региональным метаморфизмом. В результате этого образуется кристаллизационная сланцеватость вдоль поверхностей наибольших касательных напряжений, т. е. параллельно τ_{max}. При пластическом течении (расплющивании породы) поверхности сланцеватых пластин (микролитонов) разворачиваются так, что угол между двумя поверхностями 2α увеличивается, приближаясь к 180°. Стресс-минералы (хлорит, серицит, слюды и др.) развиваются вдоль поверхностей скольжения, параллельных повёрнутым поверхностям скалывания (τ). Пластическое течение может включать процесс перекристаллизации: на поверхности сжатия происходит растворение кристалла, а на перпендикулярной к ней поверхности – рост кристалла (в соответствии с принципом Рикке в петрографии).

Геодинамика регионального метаморфизма может играть большую роль в рудообразовании. Наиболее подвижные рудоносные флюиды мигрируют из областей выжимания (фиксируемых плоскоориентированной сланцеватостью) в области нагнетания (фиксируемых интенсивной складчатостью). Повышенная концентрация кварца и золота, а также органического углерода в подобных обстановках характерна для месторождений Дегдекан, Мурунтау, Бендиго, Сухой Лог и др. [124].

Деформации

Деформации приводят к изменению размера и объёма, а в геологии, главное, – формы тела.

Деформация (γ) сжатия-растяжения – относительное изменение размера (*l*) тела вдоль действия силы (рис. 2.3).

Деформация сдвига – относительное изменение формы тела (рис. 2.4).

Важной характеристикой упругих деформаций тела является отношение изменения поперечных и продольных его размеров после сжатия или растяжения. Это отношение именуется коэффициентом Пуассона μ:

$$\mu = \frac{\Delta d \cdot l}{d \cdot \Delta l}, \qquad (2.3)$$

где: *d* и *l* – соответственно поперечные и продольные размеры; Δ – их относительные изменения. В минералах эти изменения отражают деформацию кристаллической решётки, а в горной породе главным образом дефекты её структуры. В создании геологических структур коэффициент Пуассона существенной роли не играет. Однако его учёт весьма важен при геологической интерпре-

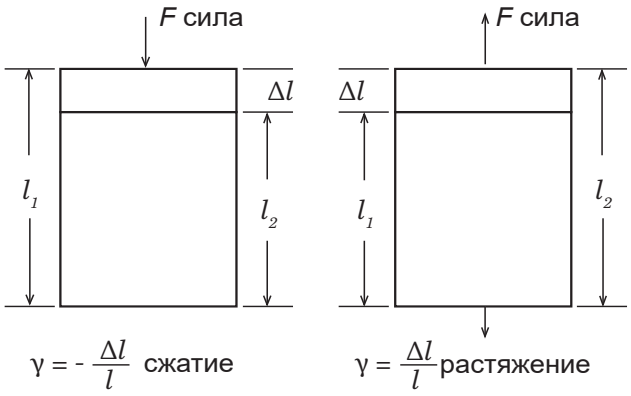


Рис. 2.3. Деформации сжатия и растяжения.

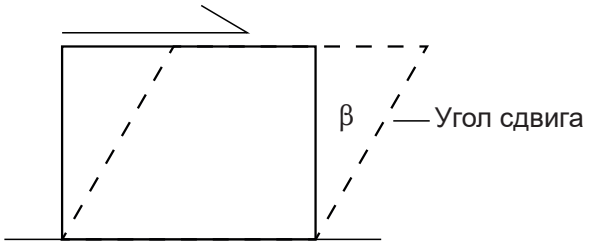


Рис. 2.4. Деформации сдвига.

тации скоростей сейсмических волн, по которым интерпретируются многие важные тектонические элементы Земли. Без учёта коэффициента Пуассона, а также связанной с ним анизотропии скоростей сейсмических волн интерпретации могут оказаться весьма дискуссионными или не корректными.

Связь напряжений и деформаций

Мерой упругих свойств вещества при растяжении-сжатии является модуль Юнга *E*, равный такому напряжению, при котором относительное изменение длины становится равным единице, а при сдвиговой деформации – модуль сдвига *G*, равный такому напряжению, при котором тангенс угла сдвига равен единице (т. е. $\beta = 45^{\circ}$, см. рис. 2.4).

Связь напряжений и деформации демонстрируется на рис. 2.5. Горные породы при разной длительности напряжений реагируют по-разному: при условно-мгновенной (1 с) – подобно стали, а при очень большой длительности – подобно меди. Это надо учитывать при восприятии положений той или иной геотектонической концепции.

Противоположной характеристикой пластичности является хрупкость. Нельзя путать пластичность с вязкостью, а большую вязкость с жёсткостью. К сожалению, в геологической литературе часто встречается некорректное использование термина «жёсткость», которым объясняется стабильное состояние одного блока по отношению к другому. К примеру, так называемый Башкирский «жёсткий упор» по отношению к расположенным восточнее блокам Урала. Жёсткость – характеристика противоположная гибкости. Жёсткость равна произведению момента сопротивления сечения на модуль Юнга и обратно пропорциональна квадрату длины продольно сжимаемого объекта. Это отражено в уравнениях Эйлера, характеризующих устойчивость стержней при продольном сжатии, с вариациями устойчивости при разных случаях закрепления концов стержня. Момент сопротивления пластины $M = a \cdot b^2 / 6$, где: a – ширина, b – толщина пластины (мощность пласта). Чем больше слоёв в пласте, тем он более гибкий по сравнению с однородным пластом той же мощности (квадрат суммы больше суммы квадратов).

Для горных пород предел ползучести составляет около 10 кг/см^2. Он определяет малую прочность горных пород при очень длительных действиях сил [82, 88]. После образования мелких трещин пластическая деформация горной массы может продолжаться. При этом угол между уже образованными трещинами, параллельными наибольшим касательным напряжениям, может увеличиваться. По таким трещинам

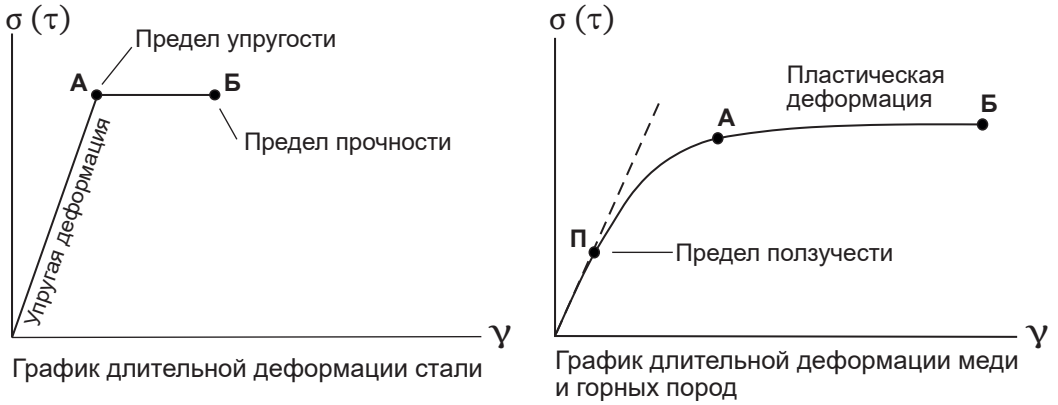


График длительной деформации стали

График длительной деформации меди и горных пород

Рис. 2.5. Графики напряжение σ (τ) нормальное (или касательное) – деформация γ. Длина АБ – мера пластичности.

реконструкция тектонического поля напряжений, как правило, будет некорректной.

2.1.2. Условия механической подвижности вещества

На возможность и скорость пластического течения влияет вязкость.

Вязкость η – свойство, характеризующееся коэффициентом пропорциональности между напряжением τ и скоростью пластической деформации (dU/dl):

$$\tau = \frac{F}{S} = \eta \left(\frac{dU}{dl}\right). \qquad (2.4)$$

Единицы измерения вязкости: в системе СИ – паскаль·секунда (Па·с); в CGS – пуаз (П). 1 Па·с = 10 П.

Порядок величины вязкости веществ в пуазах: вода 10^{-2}, технический вазелин 10^4, расплавленная лава кислого состава 10^{11}– 10^{12}, лёд 10^{13}, песчано-глинистые толщи 10^{19}, астеносфера в целом 10^{20}–10^{21}, литосфера в целом 10^{22}–10^{23}.

Таким образом, анализируя подвижность гетерогенной геологической среды при пластических деформациях, можно условно подходить к образованиям пониженной вязкости как к «механически вполне подвижным компонентам», по аналогии с вполне подвижными компонентами Д. С. Коржинского в физико-химической петрологии.

Результатом подвижности системы или её частей является деформация тел. Общая деформация состоит из упругого и пластического компонентов и характеризуется уравнением Максвелла:

$$\gamma = \frac{\tau_i}{2G} + \frac{\tau_i}{2\eta}\, t, \qquad (2.5)$$

где: γ – относительная деформация; τ_i – интенсивность касательных напряжений; G – модуль сдвига; η – эффективная динамическая вязкость; t – время действия τ_i.

При существенной пластической деформации упругий компонент в горных породах составляет до 1 % от общей, что мало заметно в геологической структуре территории. Однако именно упругие напряжения определяют появление разрывных структур. После возникновения разрыва в небольшом объёме (фиксируемом как очаг землетрясения) напряжения в его крыльях резко уменьшаются и концентрируются на концах разрыва, приводя к его разрастанию. Во всем объёме напряжения способствуют пластической деформации, причём тем больше, чем меньше вязкость и больше продолжительность времени действия. Второй член уравнения заостряет наше внимание на продолжительности процессов, формирующих геологические структуры путём пластического течения. В геологической литературе имеется немало примеров, когда на основе изотопной геохронологии минералов делаются заключения о весьма большой продолжительности ряда геологических процессов в докембрии, аналоги которых в фанерозое протекают значительно быстрее. Для признания справедливости тезиса «поверки алгеброй его гармонии» требуется обоснование соответствующих изменений касательных напряжений и (или) вязкости вещества, к чему далеко не всегда имеются доводы.

Важнейшее условие подвижности, согласно уравнению Максвелла, – силовой фактор, выраженный величиной касательных напряжений или градиентом давления. Этот фактор затронут во многих последующих разделах книги. Его проявлением служат архимедовы силы, участвующие в конвекции, адвекции (см. гл. 3). Условия, создающие градиент давления по латерали, приводят к транстенсии, способствующей кимберлитовому диапиризму (см. разд. 3.3 и гл. 12).

2.2. ФИЗИЧЕСКИЕ ПОЛЯ КАК ОСНОВА ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ И СРЕДСТВ ИХ ИНДИКАЦИИ

Взаимодействие как между системой и окружающей средой, так и между частя-

ми системы макроскопически проявляется в форме вещества и поля. Ниже приводятся элементарные сведения о физических полях Земли, чтобы легче ориентироваться при обсуждении сути геодинамических проблем, соблюдать осторожность при восприятии ряда положений существующих концепций, отражённых в литературе, а также учитывать следствия, вытекающие из сочетания разных физических полей в настоящее время и в прошлом.

Полем физической величины называется значение этой величины во всех точках пространства. Поле является переносчиком взаимодействия. В подавляющем большинстве случаев поля неоднородные, градиентные. Градиент – изменение числовой характеристики величины на единицу расстояния. В полях могут выделяться эквипотенциальные поверхности (уровни). По отношению к таким условным уровням рассчитываются изостазия и её аномалии. В некоторых случаях поле может «оторваться» от своих источников и свободно распространяться в пространстве. Такое поле носит волновой характер [74]. К таким «оторванным» от источника относится гравитационное поле.

Напомним элементарные сведения о физических полях, которые так или иначе следует учитывать в исследованиях геодинамических процессов, и вместе с тем не выходить за рамки допустимой реальности в проводимом анализе.

2.2.1. Гравитационное поле

Гравитационное поле определяется законом всемирного тяготения, установленным Исааком Ньютоном в 1666 г. Сила тяготения $F = G \cdot m_1 \cdot m_2 / r^2$, где: G – гравитационная постоянная; m_1 и m_2 – массы тел; r – расстояния между их центрами тяжести. При измерении сил гравитации на земном шаре учитывают ускорения, вызванные центробежными силами от его вращения. Величина центробежного ускорения зависит от географической широты φ. На экваторе ускорение g_c = 9,780318 м/с^2. Нормальное (не возмущённое) ускорение силы тяжести g_φ на широте φ определяется, как [74]:

$$g_\varphi = g_c(1+0{,}0053024\sin^2\varphi - 0{,}0000059\sin^2 2\varphi).$$

Вычитая из измеренного значения g в точке, значение g, рассчитанное для этой широты, получают величину гравитационной аномалии. Аномальное гравитационное поле обусловлено неоднородностью распределения масс разной плотности в Земле. Аномалии силы тяжести измеряют единицей ускорения силы, величина которого равна 1 см/с^2 и названа галом в честь Галилео Галилея (1564–1642). Аномалии обычно измеряют в тысячных долях гала – в миллигалах. В подвижных поясах Земли, например в глубоководных желобах, обрамляющих островные дуги, аномалии достигают 180 мгал. Эти большие аномалии составляют тем не менее относительно малую долю от нормального ускорения силы тяжести.

При анализе гравитационного поля учитываются действующие в противоположном направлении центробежные усилия. На экваторе ускорения центробежных сил составляют около 3,39 см/с^2, обеспечивая полюсное сжатие Земли 1/298,26. Величины, казалось бы, не столь уж большие. Однако их действие в течение жизни Земли приводит к существенным последствиям (см. гл. 12).

При анализе геодинамики на очень больших глубинах следует учитывать, что на характеристику гравитационного поля существенно влияет тяготение масс с разных сторон. В результате ускорение свободного падения с глубиной уменьшается (рис. 2.6), и это влияет на расчёты процессов, описываемых уравнениями, в которые входит данная величина. Значимую роль она может играть при анализе конвекции в ядре Земли.

Гравитационное поле, кроме того, суммируется с иными полями тектонического сжатия и растяжения. При этом в малых объёмах оно играет подчинённую роль, а в больших объёмах становится главным. Для удобства анализа динамики тектонических явлений Х. Рамбергом [208] введены понятия потенциальной механической энергии, а именно гравитационный и объёмный потенциалы, потенциал формы.

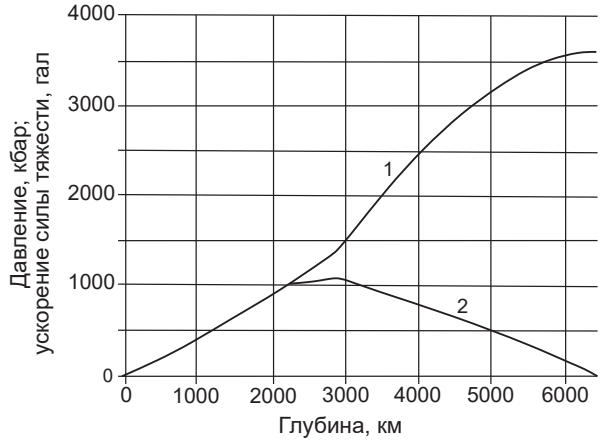


Рис. 2.6. Распределение давления (1) и ускорения силы тяжести (2) в Земле (из [234]).

Гравитационный потенциал – величина потенциальной гравитационной энергии, которую приобретает тело, будучи поднятым над условно нулевой эквипотенциальной поверхностью. Он равен произведению массы, ускорения силы тяжести и разности высоты относительно условно нулевой эквипотенциальной поверхности. Из этого произведения ясно, что в одной и той же вертикальной колонке гравитационный потенциал будет больше, если более плотные массы расположены вверху, а не наоборот.

Гравитационная дифференциация с всплыванием менее плотных (лёгких) масс приводит к снижению гравитационного потенциала. Выравнивание гравитационного потенциала в смежных блоках может осуществляться за счёт латерального перераспределения масс. Возникшее в процессе гравитационной дифференциации перераспределение вещества Земли создаёт различия в строении континентальной (менее плотные, но более мощные и в целом более высокие по гипсометрии толщи) и океанической (без гранитного слоя) литосфер.

Гравитационная неустойчивость – состояние системы, в которой более плотные слои расположены над менее плотными (инверсия плотностей).

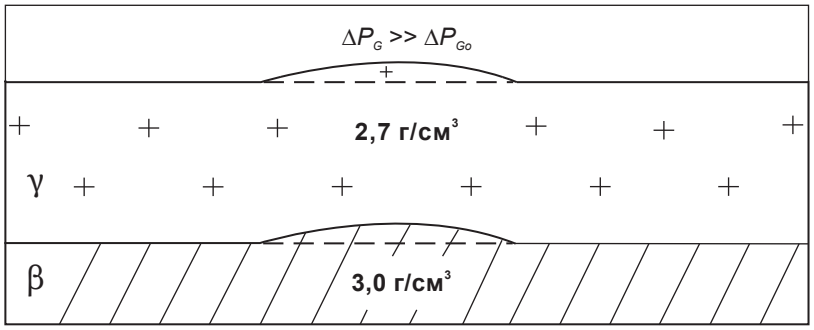
Объёмный потенциал – потенциальная энергия, которая равна произведению объёма тела на давление или напряжения внешней среды, если удалить тело или свести величину его объёма к нулю.

Потенциал формы. В анизотропном поле напряжений потенциальная энергия тела зависит от его формы и ориентации относительно вектора градиента напряжений. В анизотропном поле напряжений тело, стремясь уменьшить свою потенциальную энергию, либо разворачивается так, что его длинная сторона ориентировалась вдоль наименьших сжимающих напряжений (поперёк сжатия), либо пластически уплощалась насколько это возможно. Проявлением уменьшения потенциала формы является то, что при региональном метаморфизме напластование и секущие его структурные элементы в большинстве случаев разворачиваются параллельно сланцеватости (нормально к стрессу). Это же явление соответствует принципу Кюри: «любой развивающийся объект сохраняет лишь те свои свойства элементарной симметрии, которые оказываются общими как для него, так и для среды, в которой он развивается». Минералы кристаллизационной сланцеватости ориентируются и приобретают уплощённые формы согласно этому принципу.

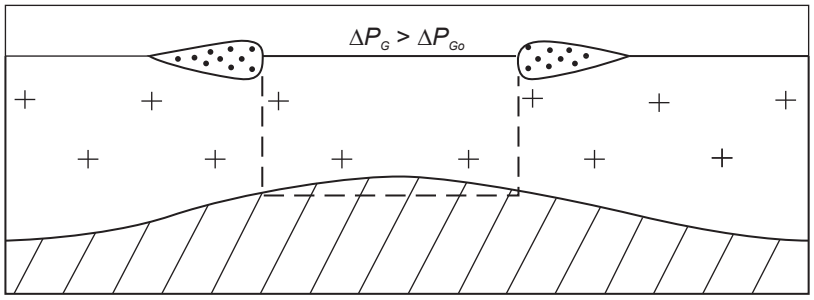
С позиций анализа гравитационного потенциала становятся ясными те явления, которые не так давно ставились под сомнение сторонниками фиксизма в тектонике. К таковым, в первую очередь, относится спрединг.

Компенсация гравитационного потенциала ΔP_G как фактор, вызывающий спрединг и активный рифтогенез. Если увеличение гравитационного потенциала в результате подъёма глубинных масс большой плотности не может быть компенсировано полностью эрозией (изостатическое выравнивание), то ниже базиса эрозии неминуема компенсация путём пластического растекания или расползания плит, т. е. неизбежны *спрединг* (англ. *spreading* – распространение) и углубление бассейна (рис. 2.7).

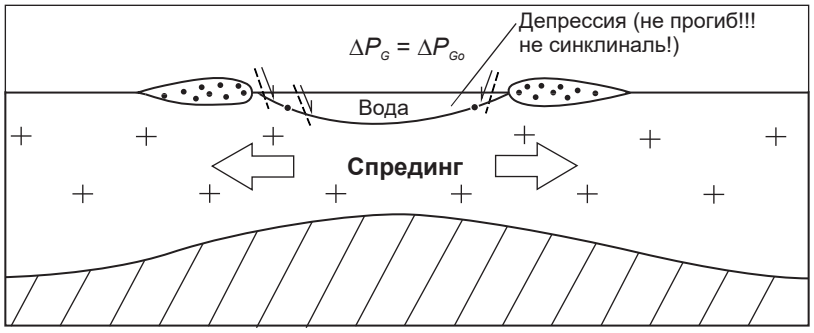
Принципиальное отличие компенсационных «рифтогенных» впадин от краевых прогибов (структур синклинального изгиба глубинных слоёв, а не растяжения в виде шейки) – наличие общего трансгрессивного ряда формаций во впадинах и регрессивного в прогибах. Спрединговые («рифтогенные») бассейны с их толщами, как и впадины, образующиеся по механиз-



А. Увеличение ΔP_G при подъёме слоёв γ и β



Б. Частичная компенсация ΔP_G при денудации γ



В. Компенсация ΔP_G за счёт спрединга

Рис. 2.7. Геологические процессы и структуры, возникающие при подъёме глубинных масс большой плотности и компенсации гравитационного потенциала.

му пулл-апарт, нельзя именовать прогибами, так как их дно не гнётся, а расползается.

Упомянутые процессы проявляются при определённых соотношениях размера системы, вязкости слагающих толщ, факторов, обусловливающих разницу их плотности, временно́й продолжительности действия сил (см. гл. 3).

2.2.2. Тепловое, температурное поля

Существуют два основных процесса передачи тепла: кондуктивный и конвективный. Кондуктивная теплопередача происходит на атомарном и молекулярном уровнях. Именно этот способ теплопередачи учитывается при замерах теплового потока. Конвективный механизм переноса тепла осуществляется движущейся средой, отличающейся по температуре от её окружения и вследствие этого по плотности и объёмному весу, что обеспечивает появление архимедовых сил (для случая естественной, а не вынужденной конвекции). В геологической литературе нередко можно встретить использование понятия «тепловой поток» без учёта разных составляющих механизмов переноса тепла. Соотношение двух механизмов переноса тепла во многом

определяется вязкостью среды, способствующей или препятствующей конвекции, а также размерами системы в силу того, что при больших размерах возможна конвекция при большой вязкости вещества. Иначе говоря, тепло в больших массах пород переносится преимущественно вместе с ними конвективным путём, а в малых массах при той же вязкости – практически полностью кондуктивным.

Как известно [85, 255], к основным теплофизическим параметрам относятся:

плотность теплового потока – вектор, направленный в сторону, противоположную градиенту температуры, и численно равный количеству теплоты, проходящей через единицу площади изотермической поверхности в единицу времени. Его размерность Вт/м^2, или кал/(см^2·с);

теплопроводность (коэффициент теплопроводности) численно равна плотности теплового потока при градиенте температуры, равном единице. Теплопроводность характеризует интенсивность кондуктивного теплопереноса. Её размерность Вт/(м·К), или кал/(см·с·°С);

удельная теплоёмкость – количество тепла, необходимое для нагревания единицы массы тела на один градус при постоянном давлении. Её размерность Дж/(кг·К), или кал/(г·°С);

температуропроводность – параметр, характеризующий скорость выравнивания температуры в веществе при нестационарной теплопроводности. Её размерность м^2/с, или см^2/с. По сути определения и из размерности следует, что температуропроводность характеризует коэффициент релаксации. Коэффициент релаксации a как температуры, так и напряжений имеет одинаковые смысл и размерность, вытекающие из формулы $a = S / T$, где: S – единица площади; T – единица времени. Это необходимо учитывать при анализе длительных геодинамических процессов, когда может выравниваться температура, вызывающая изменение плотности и, как следствие, архимедовых сил, или силы будут релаксировать («рассасываться») по иным причинам;

коэффициент линейного α *и объёмного* β *расширения* – относительное приращение длины или объёма тела при изменении температуры на один градус при постоянном давлении.

Процессы, определяющие геодинамическое развитие Земли на разных глубинных уровнях, имеют различные источники энергии. Самое большое количество энергии она получает от Солнца, но значительная часть этой энергии излучается обратно в пространство. Лишь малая доля солнечной энергии проникает в глубину, измеряемую метрами. Солнечное излучение является основным источником энергии лишь для процессов, совершающихся на поверхности Земли и над ней. Тепловое влияние солнечной энергии на процессы, протекающие в недрах Земли, пренебрежимо мало́ по сравнению с энергией, выделяемой внутренними источниками тепла [74]. Это надо учитывать, анализируя различие явлений, связанных с конвекцией, происходящих в глубинах и на поверхности Земли.

В настоящее время принято считать, что современный запас тепловой энергии Земли создавался двумя основными источниками: 1) радиоактивным распадом долгоживущих изотопов; 2) высвобождением тепла при гравитационной аккреции космических частиц в единую планету на ранней, догеологической, её истории. Из-за разной концентрации радиоактивных элементов в породах сиалической и мафической частей земной коры, но при близком значении тепловых потоков на континентальной и океанической площадях роль радиоактивного распада считается не главной. Среднее значение современного теплового потока составляет 0,06 Вт/м^2 при отклонениях в локальных аномальных областях до 5–7 раз.

Проблема термического режима планеты – одна из сложнейших в физике Земли. Тепловое, температурное поля играют большую роль в последовательном снижении вязкости вещества, его плавлении, в зарождении и развитии магматизма, в минерагении. Весьма важно сочетание тепловых и температурных полей с гравитационной

дифференциацией вещества, происходящей на фоне тектонических перемещений.

Прямые определения температуры, температурного градиента в верхних частях Земли проводятся при непосредственных измерениях в скважинах. Также непосредственно температуры определяются по измерениям во время излияния лав. Другие данные основаны на соотношениях температуры и давления, характерных для глубинных минералов, вынесенных к поверхности (например, кимберлитами), и соответствующих условий при экспериментальном получении таких минералов. При этом общее давление соотносится с литостатическим, характерным для определённых глубин. Выстраиваются графики температура – давление (глубина), именуемые геотермами, которые учитывают различия в строении континентальной и океанической литосфер, характерные для них тепловые потоки. При этом многое зависит от обоснованности построенных априорных геологических моделей. Особенно это относится к дискуссии по кимберлитам.

Выплавление магм, как известно, может происходить по разным причинам: 1) при повышении температуры протолита; 2) при снижении давления (декомпрессии) нагретых пород вблизи линий солидуса и ликвидуса; 3) при флюидизации, снижающей температуру солидуса, большой роли метасоматоза в образовании магмаподобного субстрата (например, *s*-граниты земной коры, не имеющие связи с мантией). В целом с глубиной в Земле (но не над магматическими очагами) геотермический градиент уменьшается, геотерма на графике температура – давление становится круче и подходит ближе всего к линиям солидуса и ликвидуса тех пород, которые находятся на этом уровне, а именно базальтового состава. По этой причине при подъёме глубинных масс и соответствующей их декомпрессии (снижении литостатического давления) сначала выплавляются магмы основного, а не более легкоплавкие гранитные за счёт выше расположенных масс кислого состава. В качестве причин уменьшения температурного градиента на больших глубинах предполагаются увеличение теплопроводности вещества, снижение концентрации радиоактивных элементов. Исходя из расчётов разных моделей зависимости температуры от разных факторов, предполагается, что на границе мантии и внешнего жидкого ядра (на глубине 2900 км) температура составляет порядка 3700 °С, а на границе жидкого и внутреннего (твёрдого) ядра (на глубине 5100 км) 4300 °С. Температура внутри твёрдого ядра достигает 5000 °С. По другим моделям температура иная. Так, Л. А. Любимова считала максимальной температуру на границе мантии и ядра порядка 4000 °С, а в ядре она снижается до 2600 °С.

Ясна тенденция влияния температуры земных недр на теплопроводность, электропроводность, вязкость, предел текучести горных пород при увеличении давления и, следовательно, глубины земных недр. Однако недоучёт какого-либо фактора в геологической модели может даже при корректном её обсчёте привести к некорректным выводам.

По мнению А. В. Викулина [74], «изучение тепловых процессов, протекающих в глубинах Земли, – один из самых умозрительных разделов геофизики, так как данные о наблюдаемом на поверхности тепловом потоке и температуре в недрах Земли можно интерпретировать многими различными способами. Для областей Земли глубже 100 км наши знания о распределении температуры весьма ненадёжны, а расположение источников тепла и механизм его переноса неизвестны». Соглашаясь с мнением относительно отсутствия прямых измерений геофизическими методами температур на больших глубинах, надо полагать, что общее пессимистическое заключение не вполне справедливо, так как А. В. Викулин не рассматривает конвекцию в глубинах Земли. Вместе с тем нельзя не заметить, что нередко выделенные геофизическими методами аномалии (например скоростей сейсмических волн) получают весьма сомнительную термическую интерпретацию. Изучение теплового режима или его учёт при построении геодинамических и иных

моделей весьма важны, так как режим прямо или косвенно является причиной значительной части тектонических и магматических процессов. К этому с полным основанием необходимо причислить и минерагению.

2.2.3. Ротационное поле

Поле сил, вызванных ротационным режимом Земли, проявляется в западном континентальном дрейфе больших масс пород и в полюсном сжатии геоида, что обусловливает «регматическую сеть» (*regma* – разлом), а на поверхности – силы Кориолиса, которые отклоняют потоки воды, приводя к неравномерному размыву берегов рек. Поле мало используется при анализе геотектоники. Однако ротационное поле сыграло важную роль в происхождении Земли, развитии её общей структуры, поэтому его необходимо учитывать при анализе геодинамических систем.

Изучение условий происхождения Земли и её структур необходимо, чтобы при общем системном анализе геодинамики и тектоники учитывать их проявление с самых ранних периодов жизни планеты, а не только в связи с поздними процессами. К таким условиям относятся вращательные вихревые процессы в космической среде, в том числе в газопылевом облаке, послужившем исходным материалом для аккреции Земли, а также причин её вращения как по орбите, так и вокруг своей оси. В случае разной ротации оболочек вокруг оси Земли это обстоятельство особо важно принимать к сведению при рассмотрении возможной связи структур земной коры и их позиции с особенностями ядра. Кроме того, ряд вопросов, касающихся дискуссионной проблемы о природе асимметрии Западного и Восточного полушарий нашей планеты, уходят своими корнями в ротационный планетарный режим. Учитывая всё это, напомним некоторые представления о вращательных движениях во Вселенной. Обзор их заимствован из книги А. В. Викулина [74] и приведён со значительными сокращениями без списка литературных источников.

Рис. 2.8. Спиральная галактика в созвездии Гончих Псов (из [74]).

Вращательным движениям в геологии уделяется мало внимания. Между тем в физике Вселенной они обсуждаются с давних времён. Ранние исследования по теории вихревого движения восходят к Декарту, Гюйгенсу, Иоганну и Даниилу Бернулли (XVII век). К середине XIX столетия труды Гельмгольца, Кельвина и Кирхгофа привели к созданию наиболее общей вихревой теории материи, позволяющей рассматривать вихревые образования как некоторые материальные объекты, подобные массам в классической механике.

Вращение – очень распространённое свойство галактик. Фактически все они – спиралевидные, эллиптические и неправильные – так или иначе вращаются. Среди всех известных галактик по числу и сосредоточенной в них массе преобладают (более 70–80 %) спиральные, диски которых обладают быстрым, предельно сильным вращением (рис. 2.8). Центральная часть галактики вращается с постоянными скоростью и периодом (твёрдотельное вращение), а звёзды, расположенные в пределах её «хвоста», – с переменными периодами, что фактически означает их вращение в соответствии

с третьим законом Кеплера в гравитационном поле, создаваемом главным образом массой центральной области галактики, как и планеты в поле тяготения Солнца. Линейная скорость вращения нашей Галактики в районе Солнца (рис. 2.9) составляет 220–250 км/с, вращение других спиральных галактик обычно – 100–300 км/с.

Гипотезы, в которых пытались объяснить вращательное движение вещества, возникали неоднократно. Первым был И. Кеплер, который в 1609 году рисовал Солнце в центре некоего мощного вихря, разбрасывающего планеты по их орбитам и заставляющего вращаться вокруг Солнца. Р. Декарт, распространяя эту картину на всю Вселенную, писал в 1644 году, что в процессе формирования космических тел мировое пространство было заполнено огромным числом вихрей разнообразных форм и размеров. И. Ньютон отнёсся к этим идеям критически, считая, что космогония Декарта не способна объяснить Кеплеровы законы движения планет. Для вихрей самих по себе, как отмечал И. Ньютон, нет никаких доказательств существования и, следовательно, их нужно отвергнуть. Следует заметить, вихревая структура галактик была во времена Ньютона в силу «слабости» телескопов неизвестна. В результате этого идеи Декарта были более чем на столетие забыты.

Глубокий анализ проблем вихревой космогонии дал позднее И. Кант, а П. Лаплас построил на этой основе свою небулярную гипотезу (1796 г.), которая, по существу, до сих пор находится в центре космогонических дискуссий, развиваясь и обогащаясь новыми теоретическими идеями и данными наблюдений. В XX веке процесс выдвижения гипотез, объяснявших природу вращения галактик, был продолжен. Согласно гипотезе К. Вейцмана, выдвинутой в конце 40-х годов, вращение галактик обязано изначальным вращательным, вихревым движениям космической среды, порождённым в том же процессе, в каком родилась сама Вселенная и возникло её общее расширение. В эти же годы Ф. Хойл предложил гипотезу приливного происхождения вращения. По его идее, никакого вращения во

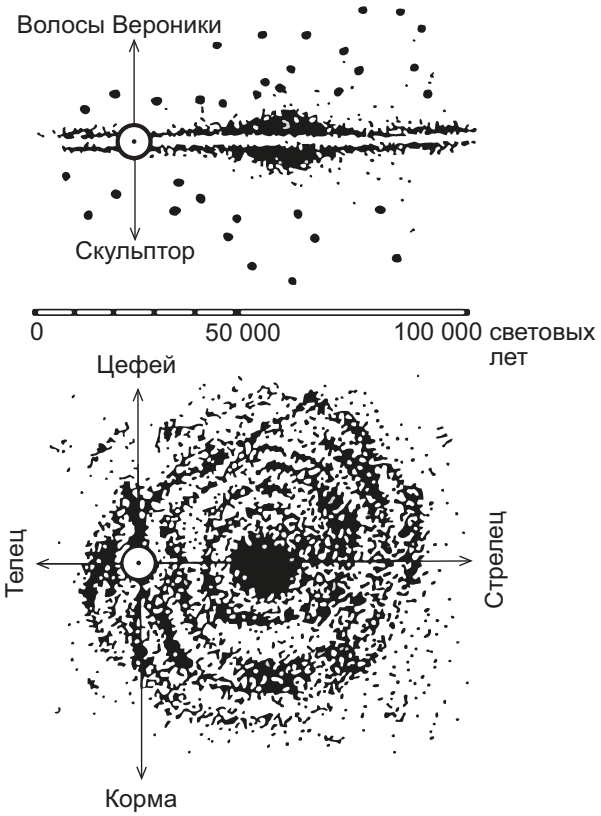


Рис. 2.9. Положение Солнца (кружок с точкой) на окраине нашей Галактики (из [74]). Мелкие точки – звёзды, крупные – звёздные скопления.

Вселенной не существовало вплоть до эпохи обособления протогалактических облаков, и вот тогда приливное гравитационное взаимодействие этих облаков друг с другом и заставило их вращаться.

В 1952 году Г. А. Гамов, создатель теории горячей Вселенной, решительно и с энтузиазмом поддержал точку зрения вихревой космогонии. Он говорил, что в распределении и движении галактик определённо заметны следы догалактической турбулентности и что на этом пути он видит самые заманчивые перспективы. Что же касается происхождения догалактических вихрей, то Г. А. Гамов высказал предположение, что вихри существуют во Вселенной изначально и имеют ту же природу, что и само космологическое расширение. Как видим, точки зрения Г. А. Гамова и К. Вейцмана во многом совпадают.

Сказанное относительно вихревого движения галактик, по всей видимости, может быть отнесено и к более крупным структу-

рам Вселенной. Действительно, согласно последним данным, галактики образуют скопления, сверхскопления, а возможно, и наиболее крупные образования Вселенной – клетчатые или ячеистые структуры. Размеры ячеек достигают ста мегапарсеков (~ 10^{24} м) при размере видимой части Вселенной около ~ 10^{25}–10^{26} м (Л. Э. Гуревич, А. Д. Чернин, 1983).

В данном обзоре необходимо выделить следующие важные положения. Во-первых, вихри в космосе образуют фрактальную систему, в которой заложено подобие разномасштабных систем. Во-вторых, в вихрях отмечены стоячие волны, а в соответствии с квантовым характером вихрей их структуры могут иметь только такие параметры, которые допускают существование целого числа стоячих волн. В-третьих, данный обзор побуждает рассматривать как наиболее вероятный факт то, что вращение Земли вокруг своей оси имело место начиная с самых ранних фаз её аккреции из космического облака. То есть мы возвращаемся к взглядам Кеплера, Декарта, Канта и Лапласа. В связи с вихревым характером облака угловая скорость вращения возрастала в направлении от периферии вихря к его оси. Эта тенденция (но не абсолютное значение) не только сохранилась в геологической истории Земли, но и дополнилась при гравитационной дифференциации её вещества за счёт переноса количества вращательного движения, что показано ниже. Вызванный этим западный дрейф присущ не только континентам относительно океанической литосферы, но и верхним слоям мантии и ядра относительно их более глубоких сфер, смещающихся к востоку относительно верхних. В частных блоках расслоенной Земли разница угловых скоростей может увеличиваться или, наоборот, уменьшаться при сползании этих блоков с поднятий в нижних сферах. Все эти явления необходимо учитывать при попытке связать структуры в земной коре с ядром Земли. Сомнительно представление о проявлении в земной коре горячих точек (пятен), берущих начало в основании мантии на границе с ядром.

Относительно причин вращения Земли не существует единого мнения. О. Г. Сорохтин и С. А. Ушаков [233] видели причину «раскручивания» планет вокруг своих осей в захвате ими спутников, приближающихся на расстояния, близкие к пределам Роша. К сожалению, в их концепции выпало из поля зрения рассмотрение вихрей. Вращение Земли О. Г. Сорохтиным трактуется с позиций приливного его происхождения, в соответствии с взглядами Ф. Хойла. Не отрицая в принципе возможности действия такого механизма, более вероятной причиной представляется наличие турбулентных вихрей в космических туманностях, из которых посредством аккреции образуются планеты. Как было показано выше, туманности в космосе имеют форму спиралевидного диска, в котором центральная часть вращается с большей угловой скоростью. Модели такого процесса можно наблюдать в вихрях и смерчах атмосферы. Разница в угловой скорости вращения ядра, образовавшегося из центра туманности (или местного её вихря, если брать всю солнечную систему), и оболочки, естественно, не сохраняется в процессе аккреции из-за развития двух процессов: 1) перераспределения количества движения магнитным полем туманности, в соответствии с гипотезой Ф. Хойла [147]; 2) перераспределения количества движения из-за вязкого трения между оболочками в процессе аккреции и после неё. Влияние второго процесса особо подчёркивается О. Ю. Динаревым с соавторами [90] и используется для расчёта вязкости внешнего ядра. Но эти расчёты не учитывают другой, очень важный, с нашей точки зрения, фактор, который увеличивает относительную скорость вращения нижних геосфер относительно внешних. Этот фактор – плотностная дифференциация вещества Земли в гравитационном поле.

Приведённые в разделе 2.2.1 параметры гравитационного поля характеризуют современную Землю при фиксированном соотношении результатов вещественной дифференциации её глубинных частей и ротационного поля. Учтённые при этом совре-

менные центробежные силы на разных широтах, отражённые в виде поправок к наблюдённому собственно гравитационному полю, из-за малой относительной величины обычно не привлекают к себе большого внимания при рассмотрении геодинамики и тектоники. Между тем при длительной гравитационной дифференциации, происходящей в течение всей истории Земли, погружение плотных и подъём при этом разуплотнённых крупных по объёму масс сопровождается переносом ротационного количества движения, который приводит к существенным тектоническим явлениям. Это неоднократно подчёркивалось автором [27, 28, 32, 34, 38].

Сущность явления предельно проста. Если бы Земля была абсолютно твёрдым телом (что само по себе исключило бы возможность дифференциации и деформации), то перемещение более плотных масс к оси вращения (или на глубину), а менее плотных в обратном направлении при сохранении количества движения неизбежно должно было бы приводить к общему ускорению вращения всей Земли вокруг своей оси. Это следует из формулы:

$$M = mR^2\varepsilon, \qquad (2.6)$$

где: M – количество движения, или импульс силы; m – масса; R – радиус вращения; ε – угловое ускорение.

В условиях же вязкой среды опускание единицы объёма вещества с большей плотностью ρ_1 и подъём на его место равного объёма вещества с меньшей плотностью ρ_2 при сохранении количества движения равносильно удовлетворению равенства:

$$\rho_1 R^2 \varepsilon_{об} = \rho_2 r^2 \varepsilon_{я}, \qquad (2.7)$$

где: R – радиус оболочки, с которой опустился плотный дифференциат; r – радиус сферы или ядра, на которое он опустился; $\varepsilon_{об}$ – угловое ускорение на оболочке; $\varepsilon_{я}$ – угловое ускорение на поверхности ядра. Так как по условию $\rho_1 > \rho_2$ и $R > r$, то $\varepsilon_{я} > \varepsilon_{об}$. Иначе говоря, гравитационная дифференциация в вязкой среде Земли за счёт явления переноса количества движения (внутреннего трения) должна приводить к относительному ускорению вращения нижних оболочек и ядра, к замедлению вращения верхних оболочек. Из формул 2.6 и 2.7 следует, что процесс океанизации или базификации земной коры приводит к относительному ускорению вращения вокруг оси Земли океанической литосферы по сравнению с континентальной, так как центр тяжести менее плотного поплавка располагается выше центра тяжести рядом расположенного столба жидкости, имеющего одинаковое основание с уровнем основания поплавка. Разумеется, что получаемая из формулы 2.7 разница угловых ускорений лишь частично реализуется в разность скоростей. Разница существенно выравнивается за счёт вязкого трения.

Тем не менее существование разности подтверждается данными об изменении количества суток в году в истории Земли. Так, по данным Ж. Панеллы [321], изучавшего суточную микрослоистость строматолитов формации Ганфлинт раннего протерозоя с возрастом около 1,8 млрд лет, в это время было 445 суток в году. Дж. Уэлсом [334] по суточной микрослоистости девонских кораллов определено около 400 суток в году. То есть уменьшение количества суток в году в истории Земли свидетельствует о замедлении вращения её верхней оболочки. Это замедление, по крайней мере частично, может быть связано с гравитационной дифференциацией. К сожалению, это явление часто упускается из внимания при анализе глобальной и провинциальной тектоники.

Приведённый выше рисунок космического вихря, или спиральной галактики в созвездии Гончих Псов (см. рис. 2.8), если изменить масштаб процесса и размер вихря, может рассматриваться в качестве модели соотношения Земли и Луны до их аккреции. Хорошо видно, как внешняя спираль отрывается от основного вихря и образует самостоятельный малый вихрь. Учитывая отмеченную выше общую масштабную фрактальность вихрей и их подобие, можно представить, что таким образом в частном вихре околосолнечного пространства мог-

ли одновременно образоваться Земля и Луна. При этом важно отметить, что Луна образовалась за счёт внешней спирали более крупного (земного) вихря. Этим можно объяснить, что средняя плотность Луны (3,378 г/см^3) меньше средней плотности Земли (5,515 г/см^3), несмотря на сходство плотности верхних оболочек данной двойной планеты.

Данная модель не требует подключения представления О. Г. Сорохтина [232] о том, что Протолуна находилась от Земли на расстоянии предела Роша, т. е. в условиях, когда радиус круговой орбиты спутника, обращающегося вокруг небесного тела, на котором приливные силы, вызванные гравитацией центрального тела, равны силам самогравитации спутника. Иначе говоря, Луна не отрывалась от аккретированной Земли (по модели Дж. Дарвина), вероятнее всего, не разрушалась на пределе Роша, частично отдавая своё вещество Земле (представление О. Г. Сорохтина). Этот вопрос остаётся дискуссионным. Однако ни одна из гипотез не мешает предполагать, что асимметрия Земли имела первичную природу, созданную ещё при аккреции, весьма основательно преобразованную последующими процессами (см. разд. 4.3).

2.2.4. Магнитное поле

Магнитное поле практически не влияет на геодинамику, тектонику и минерагению, но используется как индикаторный фактор, особенно широко при палеотектонических реконструкциях.

Магнитное поле Земли в целом имеет дипольный характер. Магнитная ось наклонена к оси вращения планеты на 12° и расположена примерно в 400 км в стороне от центра Земли. В конце XX века нашего летоисчисления северный магнитный полюс находился на 77° с. ш. и 102° з. д., а южный на 65° ю. ш. и 130° в. д. С течением времени положение магнитных полюсов относительно земной поверхности смещается. Северный магнитный полюс был открыт в 1831 г. Джеймсом К. Россом в сотнях километров от его современной позиции. В течение года он перемещается в среднем на 15 км, а в последние годы более быстро – со скоростью около 40 км в год и даже более. В траектории движения полюса выделяют две составляющие: главную в виде окружности, называемую прецессией, и волнообразные её колебания – нутацию. Другое изменение связано с инверсией магнитного поля, когда положение северного и южного полюсов меняются местами.

Существуют разные взгляды на природу магнитного поля Земли. Большинство исследователей склоняется к мысли, что магнитное поле связано с течением жидких масс с большой электропроводностью, но как это происходит неясно. Одно можно представить, что вряд ли это обусловлено изменением направления течения жидкости из-за больших сил инерции у больших масс. Причины следует искать в другой плоскости, в прямом и переносном смыслах.

В общей «тетраэдрической» модели Земли, которая предложена автором [28] и охарактеризована в главе 5, позиция выпуклостей ядра с учётом направления перемещения внешних сфер (западный дрейф) относительно внутренних и позиция арктического выступа, прибли́женная к северному магнитному полюсу, позволяют объяснить происхождение магнитного поля в соответствии с представлениями Такеучи и других геофизиков [89]. Но такая простая схема не объясняет важный аспект магнитного поля, а именно периодические обращения полярности (инверсии), причём с разной продолжительностью периодов. Причины инверсии остаются не решёнными. Учитывая то, что в относительно твёрдой, с высокой вязкостью оболочке Земли, какой является литосфера, существует, если смотреть с севера, правый поворот континентальных масс Северного полушария относительно масс Южного полушария на угол около 35–40°, можно полагать, что аналогичное явление имело место и во внешнем ядре. Внешнее ядро вряд ли однородно по вязкости, в нём могут присутствовать фрактальные системы разных порядков, которые современными сейсмическими методами не распозна-

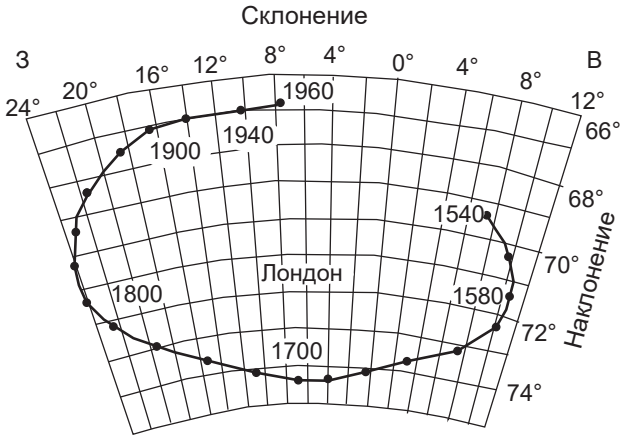


Рис. 2.10. Вековые вариации склонения и наклонения в Лондоне (по [66] из [74]).

ются и при интерпретациях аппроксимируются как однородное тело малой вязкости. Между разными сферами внешнего ядра, вероятно, происходят вращения с относительно большой скоростью, о чём свидетельствует прецессия современного северного магнитного полюса со скоростью до 40 км/год. Не является единственно возможным представление о том, что прецессия происходит примерно симметрично относительно географического полюса (оси вращения Земли), даже с учётом нутаций. Основанием этого может служить реконструкция вековых вариаций магнитного склонения и наклонения по замкнутой овальной траектории, выполненная М. Боттом [66] (рис. 2.10). Как показывает рисунок, за четверть тысячелетия наклонение изменилось на 7,5°, что по дуге составляет около 800 км. Естественно, что Лондон на такую амплитуду не переместился, и палеореконструкция его позиции на земном шаре по магнитному наклонению приведёт к абсурду. Вместе с тем наклон магнитной оси основного диполя сохраняется в течение столетия [284]. То есть можно считать, что Земля имеет не менее двух осей вращения: ось вращения планеты в целом и ось вращения глубинных масс, вызывающих магнитное поле.

Маловероятно, что наблюдённые вариации миграции магнитного полюса являются максимальными во всей истории Земли. Поэтому точность палеореконструкции позиции древнего геологического объекта может варьировать в широких диапазонах, составляя порой значительно более 2 тыс. км.

О причине инверсий магнитного поля можно высказать лишь предположения. С учётом того, что вещество разных сфер может быть металлизировано в разной степени и что во фрактальных конвективных системах чем меньше вязкость, тем меньше размер фрактала (см. уравнение $C_H \approx C_{\eta}^{3}$ в разд. 3.5), можно предположить, что по-разному электрозаряженные фракталы, участвующие во вращении сфер по разным поверхностям, могут оказаться в различной позиции (в одном случае подобно ротору, в другом – подобно статору динамомашины), тем самым генерируя магнитное поле разной полярности. Предположение это не претендует на решение проблемы, но должно обсуждаться как один из возможных факторов при исследовании природы инверсии магнитного поля.

Существует дискуссионная проблема природы полосовых магнитных аномалий в океанах. Полосы нередко связывают с инверсией магнитного поля и по ним производят датирование возраста земной коры океана. Такая интерпретация справедливо критикуется В. В. Орлёнком [180], так как разрез коры включает пласты разных возрастов и полей намагниченности базальтов. Однако это явление, с нашей точки зрения, можно толковать иначе. Полосовые аномалии могут отражать адвективные валы в коре океанов, параллельные оси спрединга. Расстояние между валами и их число должны, в известной мере, быть связаны с двумя факторами: главным – условиями адвекции (соотношением мощности, вязкости, разуплотнения питающего слоя), что обеспечивает длину волны, или расстояния между валами; длительностью разрастания коры по латерали при спрединге, обеспечивающем ширину бассейна. Всё это создаёт реальную картину соответствия возраста коры, отсчёт которого ведётся от оси спрединга, возрасту полос. То есть полосы не определяются инверсией магнитного поля.

Вместе с тем существующая нестационарность магнитного поля в геологическом

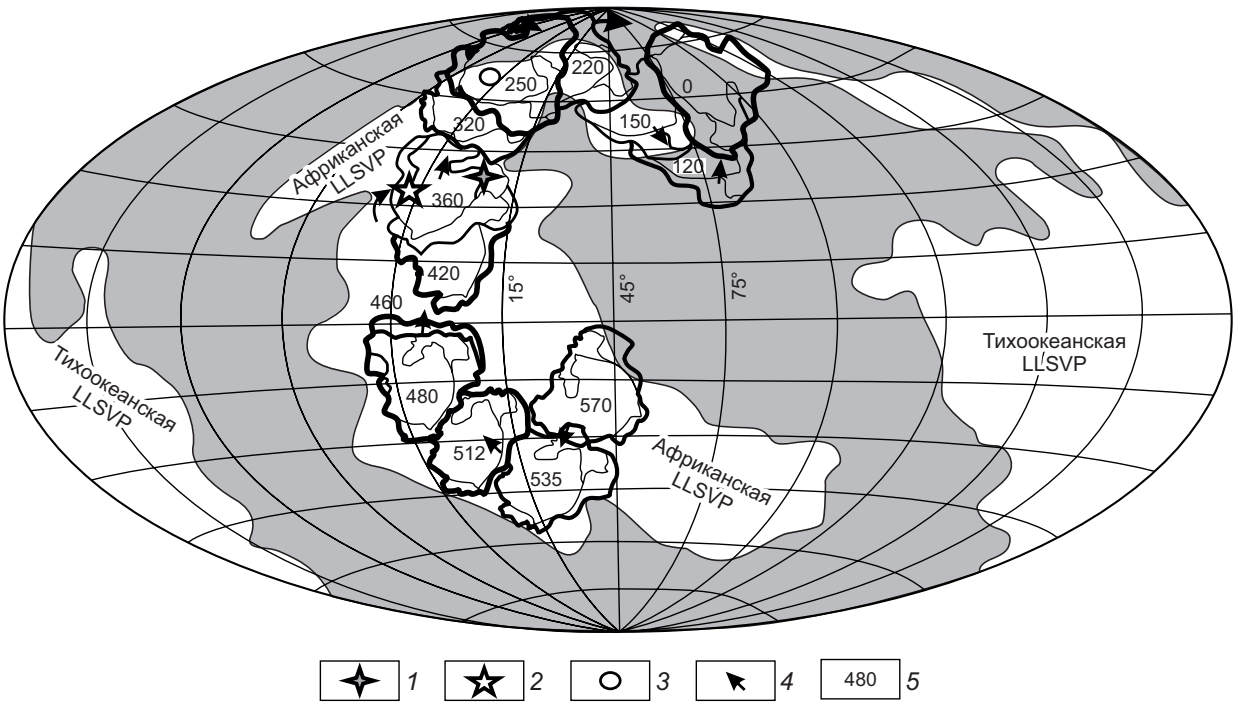


Рис. 2.11. Палеогеографические реконструкции Сибирского континента в интервале времени 570–0 млн лет, связывающие перемещения континента с прохождением его над Африканской LLSVP, по [143].

Мантийные плюмы: *1* – Алтае-Саянский, *2* – Вилюйский, *3* – Исландский (Сибирский трапповый); *4* – направления перемещения континента; *5* – возраст континента (млн лет), отвечающий тому или иному его положению.

времени, отсутствие чёткой ясности в его природе побуждают с осторожностью использовать магнитометрию при палеотектонических реконструкциях. Не следует опьяняться возможностями палеомагнитных методов, когда данные магнитных замеров в отдельно взятых образцах используются для характеристики позиции крупнейших блоков литосферных плит в эпохи, сопоставимые с возрастом толщ, откуда образцы отобраны.

Кроме того, взгляд на наклонение магнитной оси не позволяет ответить на возникающий при опьянении вопрос: «Левая, правая, где сторона?» Отсюда «странной кажется» ситуация, в которую попала Сибирская платформа, глядя на палеомагнитные «ориентиры» и плюмы. По мнению коллектива авторов [142, 143], начиная с венда она без учёта соотношения с окружающей средой перемещалась из Южного полушария к её современному, ныне «домашнему», положению (рис. 2.11).

Траектория движения Сибирской платформы определялась по данным магнитометрии в сочетании с представлениями о позиции горячих точек. Горячие точки Земли авторами объединены в два крупнейших горячих поля мантии – Африканское и Тихоокеанское, рассматриваемые как суперплюмы по разные стороны земного шара, идущие от ядра до литосферы. Они же на основе сейсмотомографии в предложенной схеме именуются как крупные низкоскоростные мантийные провинции Large Low Shear Velocity Province (LLSVP). Надо отметить, что если выделение Тихоокеанского поля как относительно единого по данным сейсмотомографии [330] представляется оправданным, то объединение мантии Атлантики, Центральной и Южной Африки, южной половины Индийского океана в единый суперплюм, сопоставимый с Тихоокеанским не только по площади, но и по направлению общего перемещения нагретых масс, весьма дискуссионно.

Сибирская платформа, судя по рисунку из работы [142], находилась в венде (570 млн лет назад) в южной части Африканской LLSVP на 10° ю. ш, 12° з. д. и переместилась в кембрии (535 млн лет) на юго-восток (по карте как бы слева направо, а по статье тех же авторов [143] с 40° в. д. на юго-запад, т. е. справа налево). Это можно допустить, так как по палеомагнитным данным определить долготу не представляется возможным. Далее платформа (Сибирский континент) стала перемещаться к северу и востоку, а достигнув в перми (250 млн лет) 65° с. ш., стала перемещаться на восток (вопреки западному континентальному дрейфу!), достигнув 115° в. д., т. е. своей современной позиции. Иначе говоря, платформа сместилась по широте 60° к востоку на расстояние не менее чем 70° (Атлантика на этой широте раскрылась не более чем на 20°). Впрочем, есть выход, если принять то, что Исландская точка стояла на месте, а плита перемещалась над ней к западу (в данных палеомагнетизма это почти не отразится!). К сказанному приводятся следующие доводы.

Исландская точка относится к Африканскому горячему полю. М. И. Кузьмин с соавторами [143] отмечают: «Для наших построений ключевое значение имеет Исландская горячая точка, которая, как *считают* многие исследователи, сохраняет

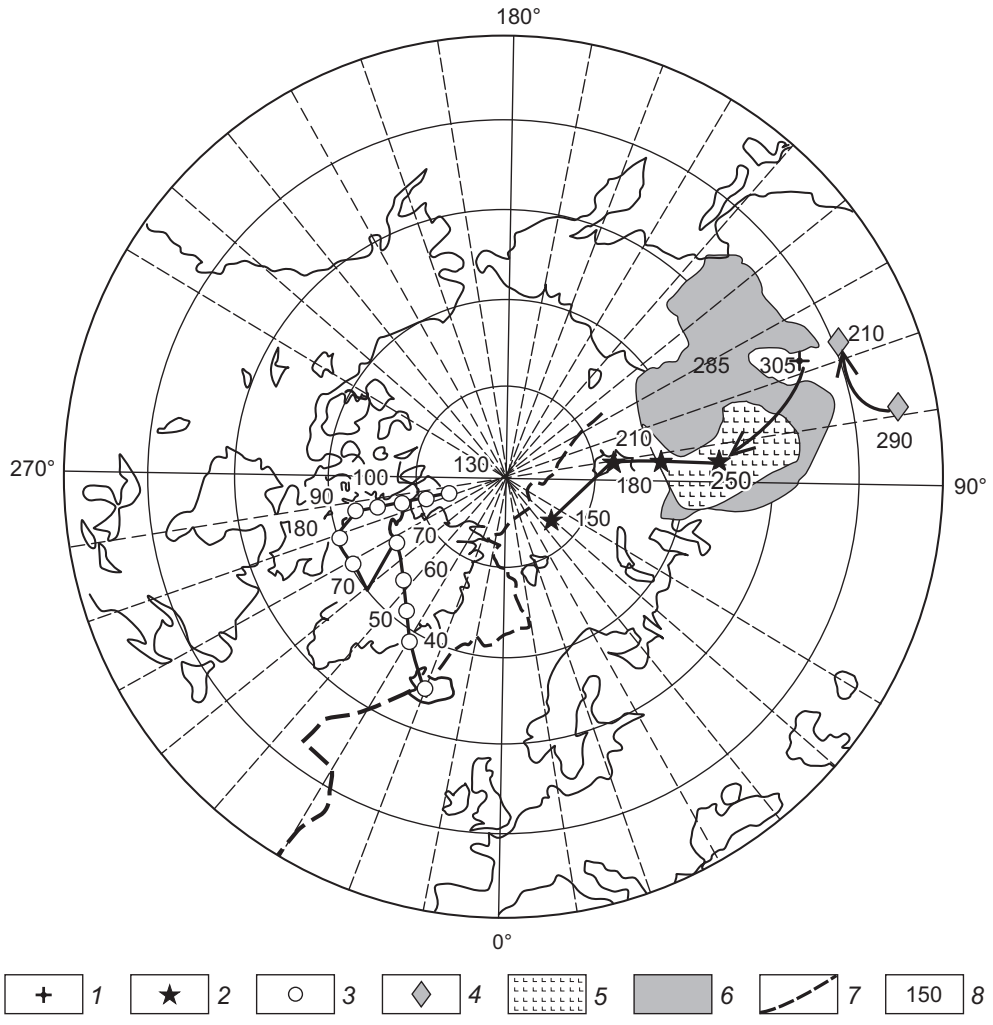


Рис. 2.12. Схема следа Исландской горячей точки в Арктическом бассейне (из [143]).
След Исландской горячей точки: *1* – в пределах Витимо-Баргузинской провинции, *2* – после образования Сибирских траппов, *3* – после образования срединно-океанического хребта; *4* – след Монгольской горячей точки; *5* – траппы; *6* – Сибирская платформа; *7* – срединно-океанический хребет; *8* – возраст, млн лет.

свою позицию в отношении *абсолютных географических* координат в течение долгого времени. Более того, в соответствии с *представлениями* Г. С. Харина, Л. Лауера и Р. Мюллера, Е. Ландина и А. Доре, *предполагается*, что Сибирские траппы обязаны своим происхождением Исландской горячей точке… *Вращение Сибири по часовой стрелке* на протяжении перми привело к миграции магматизма от Баргузино-Витимского ареала к провинции Сибирских траппов» (*курсив мой*. – А. Б.).

В этой же работе, по данным разных авторов, приводится схема следа Исландской горячей точки в Арктическом бассейне (рис. 2.12). По данной схеме мигрирует уже не Сибирь, а горячая точка. В обоснование представлений о связи траппов Сибири с Исландской горячей точкой имеются ссылки на аналогию составов траппов Сибири, базальтов Западно-Сибирской рифтовой системы, мезозойских траппов Арктического бассейна, базальтов Восточной Гренландии, которым тоже приписывается связь с этой точкой. От «общения» с последней упомянутые объекты «заразились» траппами. Однако сходство состава базальтов ещё не доказательство «виновности» в этом одной и той же точки.

Приведённые выше крайне дискуссионные «абсолютные палеогеографические реконструкции Сибирского континента в фанерозое», выполненные известными учёными, последовательными сторонниками тектоники литосферных плит, показывают, вместе с тем, что по свойствам малых систем (магнитным характеристикам образцов горных пород или проблематичной неподвижности горячих точек) рискованно судить о перемещениях блоков литосферы планетарного и провинциального масштабов. Реконструированные движения Сибирского континента находятся «в одном русле» с вопросами корректности определений движения Тихоокеанской плиты относительно Гавайской точки. Эта проблема затронута в главе 6 в вопросе о «косой субдукции» и в главе 8, посвящённой периодической упорядоченности размещения геодинамических и минерагенических систем. Примеры некорректных реконструкций по палеомагнитным данным образцов без тщательного геологического анализа, выполненных Кс. Ле Пишоном для Западного Средиземноморья и С. У. Кэри о раскрытии (механизм сфенохазма) Бискайского залива Атлантики за счёт поворота Иберии против часовой стрелки, приведены в главе 9.

2.3. ПРОБЛЕМЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИНТЕРПРЕТАЦИИ РЕЗУЛЬТАТОВ СЕЙСМИЧЕСКИХ МЕТОДОВ ИЗУЧЕНИЯ ГЛУБИННОЙ СТРУКТУРЫ ЗЕМЛИ

Плотность глубинных масс играет существенную роль в геодинамике. С помощью гравиметрических методов непосредственно фиксируют суммарный эффект масс разной плотности в гравиметрическом поле Земли, а о их распределении судят по скоростям сейсмических волн [74]. На основании скоростей прохождения объёмных продольных и поперечных волн в глубинах Земли К. Е. Булленом предложена концентрическая слоистая модель нашей планеты. Слои обозначены символами A, B, C, D′, D″, E, F, G.

Слой A мощностью до 40 км соответствует земной коре, слой B – литосфере ниже границы Мохоровичича вместе с астеносферой. Расположенный ниже слой C выделен по резкому нарастанию в нём скорости волн. Этот же слой ранее был выделен российским сейсмологом Б. Б. Голицыным и получил его имя. Слои B и C относили к верхней мантии. Слой D, в котором увеличение скоростей волн, особенно поперечных, происходит медленнее, относили к нижней мантии с разделением на верхнюю D′ и нижнюю D″ части. Мощность нижней части составляет порядка 200 км. Отсутствие поперечных волн в слое E («внешнем жидком ядре») указывает на весьма малую вязкость его вещества. Переход к внутреннему (твёрдому) ядру, обозначенному как G, характеризуется резким изменением скорости волн в переходном слое F.

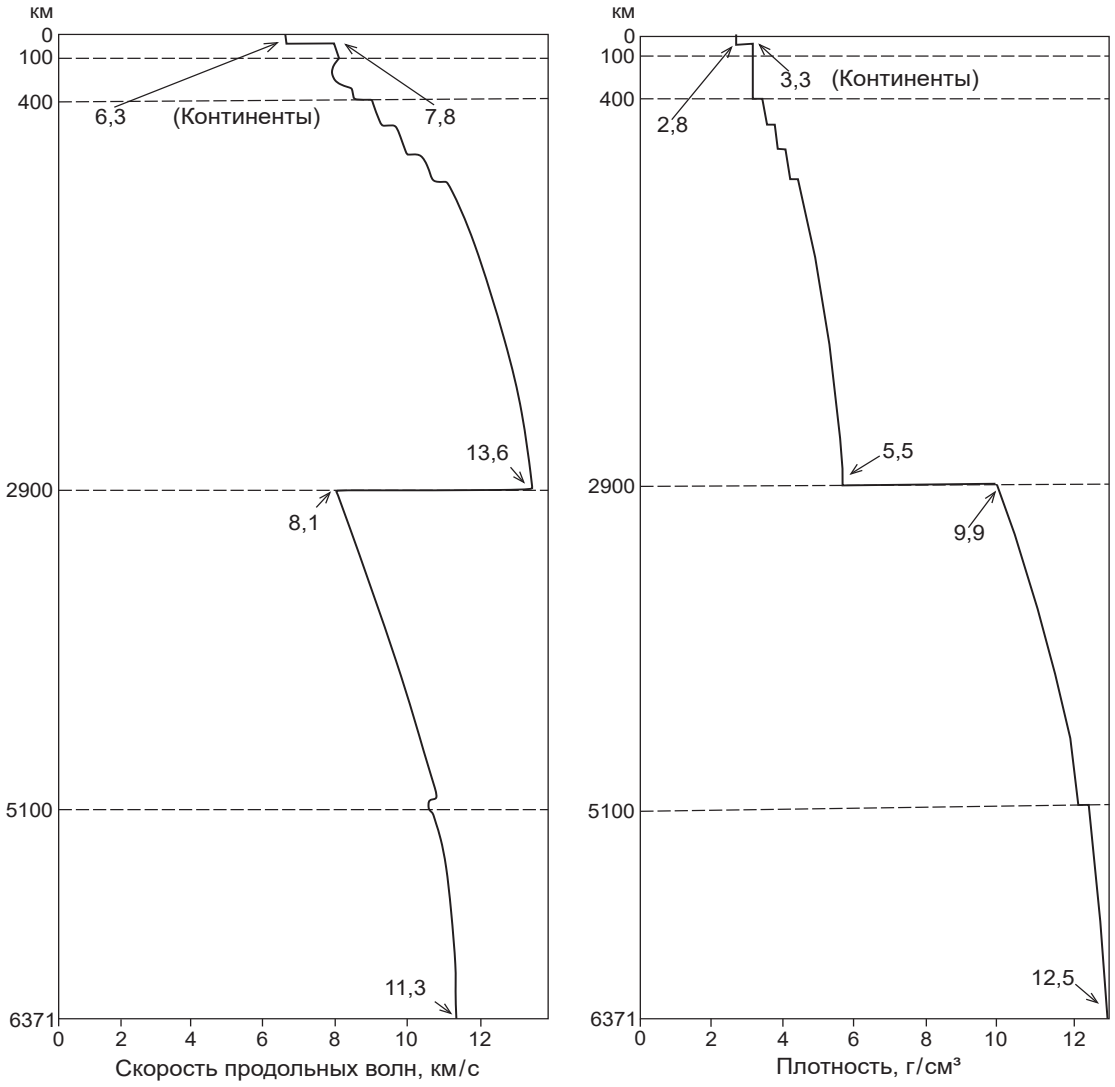


Рис. 2.13. Скорости продольных сейсмических волн и нарастания плотности вещества Земли с глубиной.

Наиболее чёткой является граница между мантией и ядром. Чёткость границы доказывается интенсивными отражёнными от неё волнами $P_c P$ и $S_c S$. При вертикальном распространении волн толщина переходного слоя значительно меньше 10 км [74]. То есть при исследовании глубинной структуры Земли сейсмическими методами эта граница служит надёжным репером.

Весьма примечательно, что при общем нарастании плотности вещества Земли с глубиной (особенно большой в ядре) сейсмические скорости в ядре тем не менее резко падают, а затем снова постепенно возрастают, но не достигают значений на границе мантия–ядро. Снижение скоростей волн при повышении плотности косвенным образом может указывать на большую роль металлизации вещества или увеличение коэффициента Пуассона в ядре по сравнению с мантией (рис. 2.13).

На обобщённом рисунке 2.13 отчётливо видны небольшие изменения скоростей волн, особенно в слое В, которые в настоящее время при более детальных исследованиях стали основой для выделения дополнительных слоёв. Эти, а также экспериментальные и теоретические данные о фазовых переходах минералов послужили Ю. М. Пущаровскому и Д. Ю. Пуща-

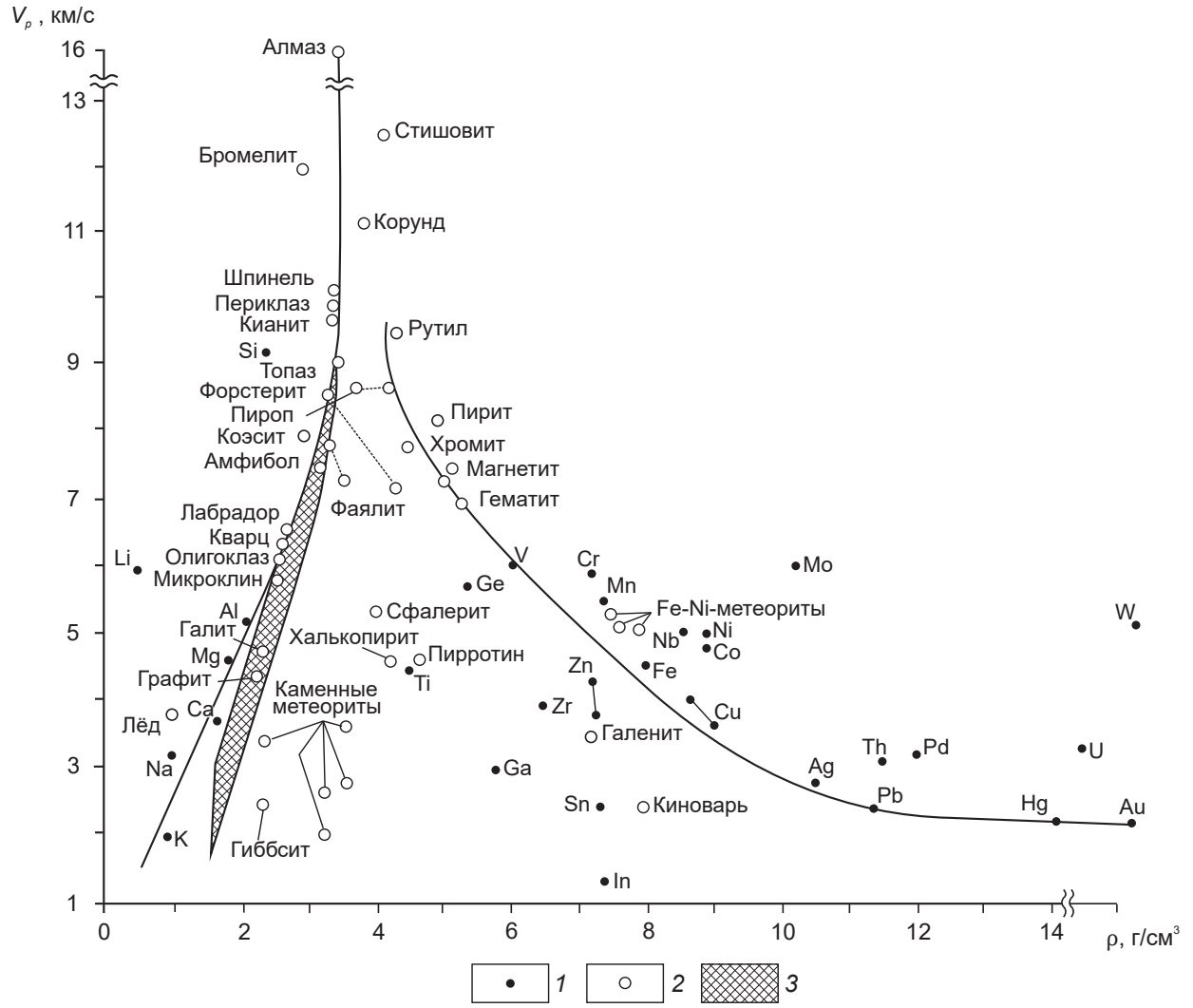


Рис. 2.14. Диаграмма связи скорости продольных волн и плотности элементов (*1*), минералов (*2*), горных пород (*3*), по Н. Б. Дортман, М. Ш. Магиду [255].

ровскому основой для выделения средней мантии и зон раздела [204]. В соответствии с этими разработками минеральная сущность пород мантии в слоях разных глубин рассмотрена в разделе 4.1 (табл. 4.1).

Чтобы перейти к обоснованному анализу материалов сейсмических методов изучения глубинной структуры Земли, приведём некоторые сведения из сейсмологии, которые надо учитывать при геологической интерпретации геофизических данных.

Зависимость скорости сейсмических волн от параметров среды, в которой они перемещаются, описывается следующими уравнениями:

$$V_p = \sqrt{\frac{E \cdot (1 - \mu)}{\rho \cdot (1 + \mu)(1 - 2\mu)}}, \qquad (2.8)$$

$$V_s = \sqrt{\frac{E}{\rho \cdot 2 \cdot (1 + \mu)}} = \sqrt{\frac{G}{\rho}}, \qquad (2.9)$$

где: V_p – скорость продольной, V_s – поперечной волн; ρ – плотность; μ – коэффициент Пуассона; E – модуль Юнга; G – модуль сдвига.

Из формул ясно, что по скоростям сейсмических волн без учёта коэффициента Пуассона делать вывод о малых изменениях плотности геологических толщ нельзя. О влиянии коэффициента Пуассона можно судить по отношению V_p / V_s:

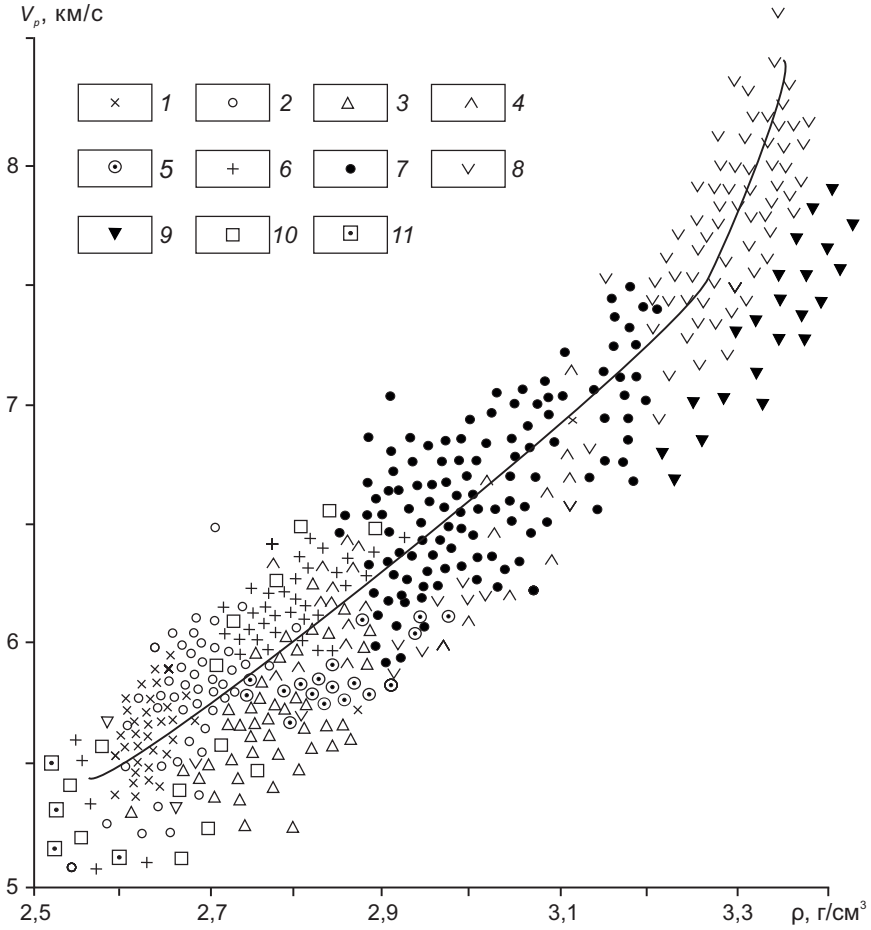


Рис. 2.15. Зависимость скорости продольных волн от плотности интрузивных, метаморфических и осадочных пород, по [255].
1 – граниты; *2* – биотитовые и биотит-амфиболовые гнейсы; *3* – кианит-гранат-биотитовые гнейсы; *4* – амфиболовые гнейсы и амфиболиты; *5* – плагиоклазовые гранулиты; *6* – диориты и габбродиориты; *7* – габбронориты; *8* – гипербазиты; *9* – эклогиты; *10* – песчаники литифицированные; *11* – известняки и доломиты.

$$\frac{V_p}{V_s} = \sqrt{\frac{2\,(1-\mu)}{1-2\mu}}. \qquad (2.10)$$

Вместе с тем в Земле наблюдается общее увеличение скорости продольных волн в породах с повышением их плотности, что, несомненно, отражает возрастание коэффициента Пуассона в связи с этим (рис. 2.14). Однако коэффициент корреляции плотности и скоростей составляет 0,9 [255], что заставляет с особой осторожностью относиться к интерпретациям различия плотности глубинных масс по аномалиям скорости волн в первые единицы процента. Тем более это относится к дальнейшим заключениям об обусловленности этого различия плотности разностью температур, что, увы, нередко встречается в литературе при прослеживании «холодной» литосферной плиты вглубь Земли. На рис. 2.15 видно, что при одной и той же скорости плотность пород может отличаться на 0,24 г/см^3, а при одинаковой плотности скорость может отличаться на 1,3 км/с.

На рис. 2.15 виден примечательный факт: скорость продольных волн в металлах, сульфидах и оксидах металлов в целом уменьшается с возрастанием их плотности. Напрашивается некоторая аналогия с резким снижением скорости продольных волн при переходе от мантии (состав которой считается состоящим из оксидов за счёт распада силикатов) к ядру Земли (состав которого считается состоящим из металлического

железа и никеля, подобно Fe-Ni метеоритам, или металлизированных оксидов, имеющих очень большую плотность). Тенденции к зависимости скоростей волн в телах из разных химических элементов исследованы Н. Б. Дортман и М. Ш. Магидом [255]. По их заключению, изменение скорости продольных волн обратно пропорционально изменению атомного радиуса элемента. Максимальные значения скорости в каждом периоде таблицы Менделеева уменьшаются от второго к шестому периоду, тогда как максимальная плотность элементов и их атомная масса в этом направлении растут. Наибольшая зависимость скорости продольных волн от атомного радиуса устанавливается в петрогенных элементах и породообразующих минералах (силикатные и частично оксидные) с гибридной *sp*-структурой, с большим размером атомов, а зависимость параметра от атомной массы незначительна. Для элементов с *d*-строением электронной оболочки с малым размером атома продольная скорость в основном определяется атомной массой вещества, уменьшаясь с её увеличением.

Скорости упругих волн в минералах зависят от кристаллохимических особенностей и атомного строения элементов. Низкие скорости характерны для самородных металлов, а высокие – для алюмосиликатов и оксидных безжелезистых минералов. Отмеченные зависимости могут привлекаться для объяснения наблюдаемых вариаций скорости волн.

Важно иметь в виду, что на скорость сейсмических волн влияет анизотропия геологической среды, вызванная её слоистостью. Особенно велика анизотропия скоростей продольных волн в осадочных породах. В алевролитах коэффициент анизотропии $K = 1{,}5$ (вдоль слоистости $V_p = 2{,}7$ км/с, поперёк – $V_p = 1{,}7$ км/с), в известняках $K = 1{,}1$ (V_p соответственно 5,8 и 5,3 км/с). Можно ожидать, что подобной анизотропией обладают толщи регионально метаморфизованных пород. Максимальной скорость будет вдоль, а минимальной – поперёк сланцеватости. По этой причине будет возрастать скорость волн вдоль зон Беньофа, создавая эффект «тяжёлых плит». Наоборот, поперёк сланцеватости волна будет встречать дефекты структуры (между микролитонами), тем самым снижая коэффициент Пуассона (см. гл. 6).

В настоящее время главным методом изучения строения Земли на больших глубинах, вплоть до внутреннего твёрдого ядра, служит сейсмическая томография. Результаты томографии отображаются в виде аномалий скоростей волн относительно их теоретического распределения в идеальной слоистой структуре Земли, разработанной К. Е. Булленом. Томографический метод является главным и наиболее информативным при исследовании геологической структуры Земли на большой глубине. Однако имеется немало проблем при геологической интерпретации результатов, полученных этим методом (см. разд. 6.3).

И ещё одно замечание по интерпретации скоростных свойств толщ. Сейсмология использует скорости прохождения объёмных и поверхностных волн в упругой среде. Поэтому прямое использование этих скоростей для анализа структур, связанных с пластическим течением масс (например плюмов), в целом условно. Об относительной вязкости среды можно судить по декременту затухания волн или обратной его величины, названной добротностью. Материалы по добротности мантии редко используются при анализе геологической структуры или приводятся в литературе.

ГЛАВА 3 КОНВЕКЦИЯ И ТРАНСТЕНСИОННАЯ АДВЕКЦИЯ

3.1. ОСНОВНЫЕ ОПРЕДЕЛЕНИЯ

Важную роль в дифференциации и структурировании вещества Земли играет конвекция, основной причиной которой является гравитационная неустойчивость или неустойчивость в ином градиентном силовом поле. Конвективные процессы сопровождаются компенсационной организацией тектонического течения и отражают закон сохранения вещества. Иначе говоря, конвекция выражает динамическую сущность геологической системы и служит важным объектом для системного анализа взаимосвязи геодинамики, тектоники и минерагении. Не все геологи допускают возможность участия толщ горных пород в конвекции. Те же, кто признают реальность такой конвекции в земных недрах, по-разному понимают её сущность и дополняют термин особыми прилагательными и условиями проявления. В связи с разногласиями во взглядах на конвекцию целесообразно привести характеристику её определений и соотношений с формами движения геологического вещества, которые выражаются другими терминами.

Термин «конвекция» произошёл от латинского слова *convectio* – перенесение, принесение, что означает перенос массы и теплоты движущейся средой. То есть конвекция не обязательно выражает многократный циклический процесс, например круговорот воздуха в комнате или воды в котле над нагревателем. Многократное циклическое перемещение относится к установившейся конвекции. В геологии конвекция в подавляющем большинстве случаев неустановившаяся, достигшая лишь определённых фаз развития. Часть ограниченной по фазе и объёму конвекции именуют адвекцией (лат. *advectio* – доставка). В геотектонике В. В. Белоусовым адвекция определяется как «однотактная» конвекция, по аналогии с одним тактом поршневого двигателя, т. е. как восходящая часть конвективной системы. Адвекция в ряде работ сопоставляется с диапиризмом, хотя этимология термина «диапир» (греч. διαπείρω – протыкать, пронзать) не полностью соответствует адвекции, так как пластические перемещения вещества протекают и без разрыва сплошности или протыкания окружающей среды. В метеорологии адвекцией называют горизонтальное перемещение облаков, т. е. рассматривается объём конвективной системы, где вещество перемещается горизонтально. В связи с этим, чтобы избежать неопределённости, к термину «адвекция» желательно добавлять определение вертикальная (как в геологии) или горизонтальная (как в метеорологии), характеризуя в обоих случаях доставку масс или определённой части среды в конвективной системе.

Ещё одна терминологическая проблема возникла в связи с тем, что при конвекции земных масс происходят другие сопутствующие явления, например химическая дифференциация вещества, вызываемая иными причинами, регулируемая иными связями между элементами внутри системы и с вмещающей средой. Речь идёт о так называемой термохимической конвекции, упоминаемой в работах известных учёных [119, 150, 231, 305]. Претензии к такому термину возникают в связи с тем, что общепринятый термин «термохимия» – раздел химической термодинамики, определяющей тепловые эффекты реакций, теплоёмкости веществ и теплоту их фазовых переходов. При конвекции, сопровождаемой вещественной дифференциацией, имеются в виду не термодинамика и химические связи, а дифференциация вещества по плотности, хотя при этом по иным причинам происходит раз-

деление вещества на части с разным химическим составом. В приведённых работах эндо- или экзотермическое тепло реакций и соответствующая температура как фактор, влияющий на объёмное расширение и разуплотнение, упоминается, но не рассматривается в достаточной степени.

Сущность химических преобразований, происходящих на фоне плотностной конвекции, поясняют так: «В более расширенном смысле конвекция может быть не только тепловой, но и *химической (концентрационной)*, когда насыщенные некоторым веществом элементарные объёмы перемещаются в направлении меньшей концентрации этого вещества, где отлагают его избыток» (*курсив мой*. – А. Б.) [269]. Из цитаты ясно, что речь идёт о диффузии. Перемещения *элементарных объёмов* в ином (электрохимическом) неоднородном поле, с иными связями между элементами системы объединять с конвекцией крупных систем, определяемой гравитацией, неправомерно по ряду причин, в частности по принципу эмерджентности.

Одним из первых, кто применил терминологические сочетания в характеристике конвекции, сопровождаемой иными процессами, был О. Г. Сорохтин при анализе энергетической стороны конвекции. Он писал: «Главная часть эндогенной энергии, питающей тектоническую активность Земли (почти 90 %), черпается из процесса дифференциации земного вещества. Учитывая приведённые оценки (массооборот 10 %, приливные явления 1 %), природу тектонической (или тектономагматической) активности Земли следует связывать не просто с гравитационной, а с гравитационно-*тепловой* конвекцией. В дальнейшем как синоним этого понятия мы будем использовать термин "*химико*-плотностная конвекция", понимая под ним, что плотностные неоднородности в мантии возникают не только за счёт изменений химического состава вещества, но и благодаря её температурным неоднородностям» (*курсив мой*. – А. Б.). В отношении сказанного следует отметить, что плотностные неоднородности образуются не только за счёт изменения химического состава, но и за счёт агрегатного состояния и фазовых переходов в кристаллических структурах при том же химическом составе. Плотность конвектирующих масс изменяется в зависимости от температуры и давления, приводящих к фазовым переходам. Континентальная и океаническая земная кора имеют разный общий химических состав, но мы не говорим о химической тектонике, анализируя тектонические соотношения этих типов кор. Сомнительные термины используют последователи О. Г. Сорохтина. Появился некорректный новый термин «химическая плавучесть» как способность к всплыванию лёгкой фракции определённого химического состава [150]. В едином термине сочетаются два типа процессов, присущих разным по масштабам системам (конвекция – в крупных, термохимические – в малых). «Термохимическая модель мантийной конвекции, учитывающая эндотермический фазовый переход на границе верхней и нижней мантии и процессы дифференциации на внутренней и внешней границах мантийного слоя» [131], даётся без химической сущности. Присутствует терминологический разнобой при характеристике сочетания разных явлений. В. Д. Котелкин отмечает: «Следует подчеркнуть, что в настоящей работе под термохимической конвекцией понимаются химические изменения, происходящие непосредственно во время конвекции, тогда как в статьях западных авторов этот же термин используется, когда исследуется движение неоднородной среды без химических реакций, которые в российской терминологии называются концентрационной или композиционной конвекцией» [131].

Для характеристики конвекции, сопровождаемой химической дифференциацией вещества, упомянутые термины нельзя признать корректными. К сожалению, термин «термохимическая конвекция» распространился в литературе и даже проник в учебники [269]. Термины «термохимическая конвекция», «химическая плавучесть» как терминологический винегрет необходимо исключить из употребления.

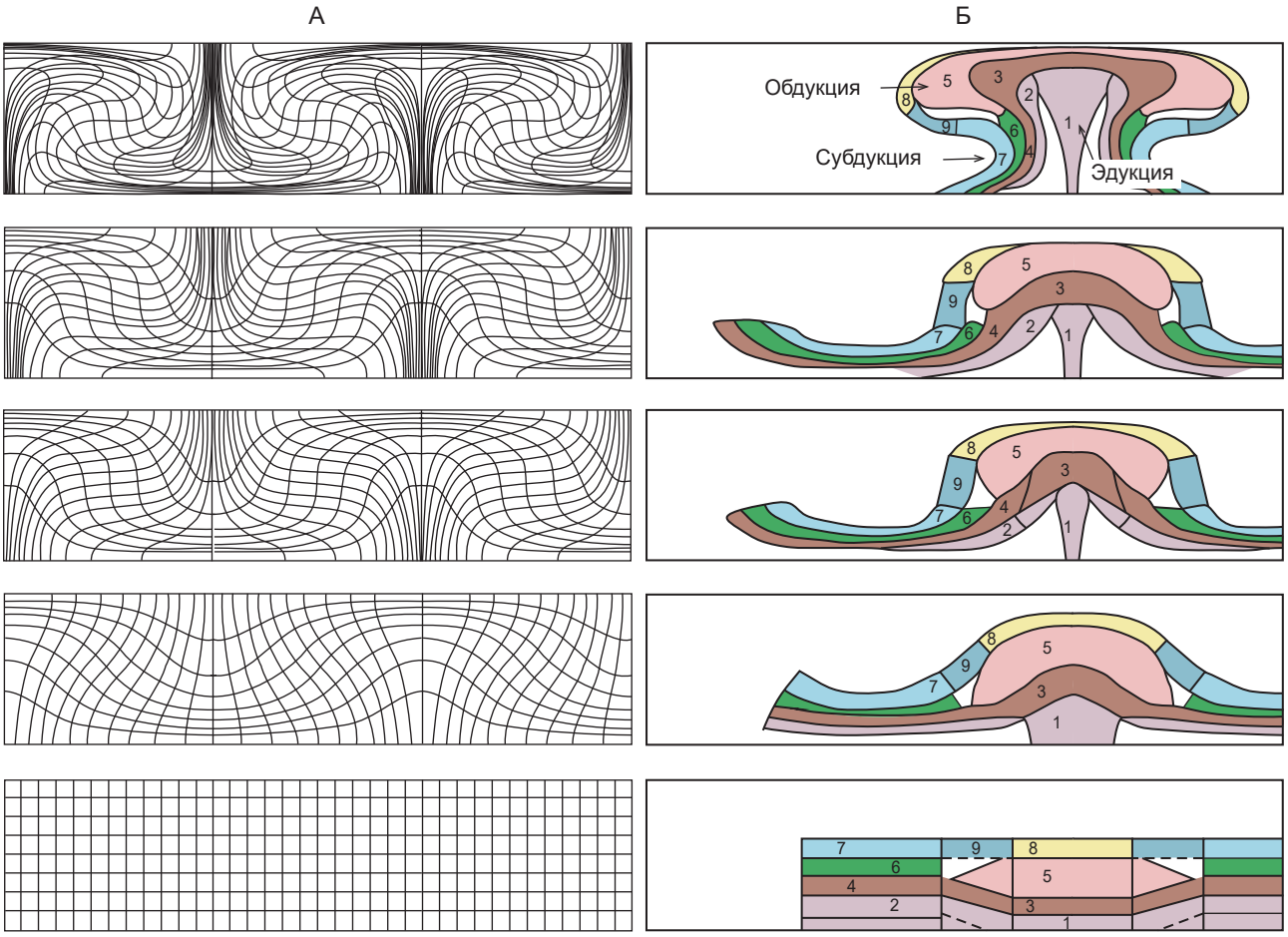


Рис. 3.1. Математическая модель деформаций слоистой толщи на разных этапах конвективного процесса (А, по [85]) и нанесённая на неё модель корово-мантийной геодинамической системы, образующей метаморфические толщи литосферы щитов по краям и фундамента платформы в центре (Б).

Слои древней литосферы: 1, 2 – мантийные, 3, 4 – габбро-базальтоидные, 5 – гранит-метаморфические, 6 – эффузивных базальтов, 7, 8 – осадочные, 9 – переходных карбонатсодержащих фаций шельфа; субдукция слоёв 4, 6, 7, 9 формирует зеленокаменные толщи, обдукция слоёв 3, 5 – гранулиты щитов.

Можно говорить отдельно о дифференциации или химических процессах, фазовых переходах, происходящих на фоне конвекции. Нет смысла называть транспортным термопищеварительным процессом поедание и переваривание горячей пищи в вагоне-ресторане движущегося поезда, а далее суммировать полученную энергию с энергией локомотива. Термин «термохимический» в отношении плюмов используется для характеристики предполагаемого поднимающегося перообразного по форме (лат. *pluma* – перо) тела, нагретого и особого химического состава [92].

Наиболее ясное и наглядное представление о конвекции в геологических процессах даёт её математическая модель, созданная М. А. Гончаровым [85] (рис. 3.1).

На основе математического анализа функции тока М. А. Гончаровым определено местоположение частиц в конвективном процессе и графически изображена модель последовательного перемещения среды в соответствии с фазами вертикальной адвекции от 0 до 180° через каждые 30° в цикле конвекции. Из семи, по М. А. Гончарову, фаз адвекции на рисунке снизу вверх показаны лишь фазы 0, 60, 90, 120, 180°. Модель показывает не только изменение позиции квадратов в сети исходной модели в нулевой фазе, но и искажение их формы, т. е. деформацию. Демонстрация

последовательного фазового изменения структуры среды при конвекции – одно из главных достоинств модели для анализа геологии, когда мы сталкиваемся с обстановками, соответствующими разным конвективным фазам. Этим математическая модель конвекции М. А. Гончарова превосходит другие модели конвекции, предложенные в геологии.

М. А. Гончаров [85] так описывает причину адвекции, т. е. конвекцию, ограниченную в своём развитии только подъёмом разуплотнённого вещества и опусканием более плотного с частичным растеканием их в стороны, без круговорота вещества. Система, состоящая из двух горизонтальных слоёв ньютоновой несжимаемой жидкости, где нижний слой меньшей плотности, чем верхний, устойчива лишь при абсолютно горизонтальном положении границы их раздела. На практике это нереально, так как всегда существуют неровности. Там, где граница имеет выпуклость вверх, давление жидкости в нижнем слое, обусловленное весом столба вышележащих обоих слоёв жидкости (т. е. всего верхнего и нижнего), оказывается меньше, чем в смежных участках на том же горизонтальном уровне. Разность давлений приводит к тому, что жидкость начинает двигаться в сторону пониженного давления, т. е. нагнетается в область выпуклости границы. Увеличение амплитуды подъёма увеличивает разность давлений, и рост «антиклинали» становится лавинообразным. Это и есть процесс геологической адвекции в понимании В. В. Белоусова, т. е. «всплывание» нижнего менее плотного («более лёгкого») слоя.

Так как изотермы при неравномерном нагревании однородного тела соответствуют поверхностям равной плотности, то «термальная антиклиналь» вызывает разность давлений на одном и том же горизонтальном уровне. Следствие этого – движение жидкости (вязкого вещества). Главное отличие тепловой конвекции от адвекции слоёв первично разной плотности состоит в том, что частицы жидкости, поднимаясь вверх в область более низких температур, отдают излишнее тепло, охлаждаются и увеличивают свою плотность. Поэтому сам по себе рост термальной антиклинали может не быть лавинообразным, необратимым процессом, как в случае адвекции. Если возникшая «термальная антиклиналь» столь же случайно исчезнет в данном месте, то процесс конвекции не продолжится. Иначе говоря, процесс может закончиться на любой стадии подъёма вещества. Исключением является ситуация, когда подъём вязкого вещества в область пониженных давлений при заданной температуре приводит к снижению вязкости, вплоть до конгруэнтного или инконгруэнтного плавления. Менее вязкие и менее плотные выплавки могут продолжить адвекцию.

Модель характеризует неустановившуюся конвекцию, ограниченную фазами от 0 до 180°, т. е. всего-навсего полуоборотом конвектирующей массы. Тем не менее в своей структуре и последовательности её развития модель объединяет практически все геодинамические процессы и тектонические обстановки, причины их возникновения и следствия. На модель М. А. Гончарова автором этих строк нанесены условные слои океанической и континентальной земной коры. Правая часть рис. 3.1 показывает, как в процессе зарождения и развития конвекции до фазы 180° преобразуется глубинная структура коры, возникает субдукция, обдукционные глубинные течения создают щиты на периферии ячеи, а в центральной части начинается извлечение (эдукция) глубинных масс, в результате которого в дальнейшем формируется метаморфический фундамент краевых поясов. Сдвоение слоёв коры при субдукции и обдукции существенно увеличивает мощность земной коры у щитов.

Геологические структуры отдельных фаз и пространственных частей конвекции на разных масштабных уровнях в литературе именуют по-разному. В глобальном масштабе нижнюю восходящую часть конвективных систем относят к суперплюмам, а верхнюю часть аппроксимируют расходящимися литосферными плитами. В провинциальных конвективных системах нижнюю восходящую с некоторым растеканием ввер-

ху часть именуют плюмами, верхнюю целиком растекающуюся в стороны – областью рассеянного спрединга (например, под задуговым морем), на периферии горизонтальную вверху – обдукцией (накрыванием, шарьяжем), а нисходящую – зонами субдукции (см. гл. 6). Рассмотрим общие положения, важные для понимания места субдукции среди иных структур в модели конвекции.

Термин «субдукция» (лат. *sub* – под, *ductio* – ведение) введён в геологию А. Амштутцем в 1938 году для обозначения подведения или затягивания на глубину геологических масс блока Монте-Роза под блок Сен-Бернар в Пеннинских Альпах, т. е. там, где ранее был выделен шарьяж в виде складки, ставший эталоном шарьяжа пеннинского типа. Сущность субдукции здесь вполне соответствует краевому эффекту ячеистой конвекции. Эта модель субдукции позже получила наименование А-субдукции в честь Андрэ Амштутца [269]. Другая модель субдукции, пропагандируемая в концепции тектоники плит, названная Б-субдукцией в честь Х. Беньофа, одобрена позже на II Пенроузской конференции Американского геологического общества. Её обычно рассматривают в отрыве от конвекции, хотя в ряде концептуальных схем включают в общемантийную конвекцию, предполагая погружение плит до ядра Земли [233, 234]. Отметим ещё одну примечательность модели конвекции М. А. Гончарова. Субдукция как краевой эффект ячеистой конвекции, судя по математической модели, начинается на её фазах около 180°, т. е. при уже продвинутой адвекции в центральной части адвективной системы, в которой спрединг проявляется уже на ранних фазах конвекции. Этот вывод согласуется с наблюдаемым значительным отставанием субдукции от спрединга, ставшим основой для предположения о необходимом времени экспозиции плиты для её остывания, утяжеления, чтобы началась субдукция [311]. Причина, как видно, главным образом иная.

В соответствии с этимологией «обдукция» (лат. *obductio* – покрывание) нами используется этот термин при характеристике краевого эффекта верхней части ячеистой конвекции. Он означает «покрывание» зон субдукции литосферой, расползающейся в стороны от центра конвективной ячеи (похожее расползание при спрединге в задуговом бассейне к обдукции не относится). В этом состоит принципиальное отличие смысла такого же термина, который используется в концепции тектоники литосферных плит. В ней, вслед за Р. Колманом, предполагается, что перед погружением океанической плиты, транспортируемой от оси срединно-океанического хребта и зоны спрединга, серпентинизированные офиолиты срываются с субдуцируемой коры и наползают на активную окраину или выпуклую сторону островной дуги, образуя внешние (невулканические) островные дуги. Так трактуются в тектонике плит блоки метаморфических пород, расположенные между вулканической островной дугой и глубоководным жёлобом. Такие механизм и сущность внешних невулканических островных дуг нами отрицаются, предлагается иная модель (см. разд. 6.6).

При характеристике восходящей ветви конвекции нами используется термин «эдукция» в соответствии с этимологией (лат. *eductio* – извлечение, вынимание). Термин «эдукция» ввели в тектонику в 1978 году Дж. Диксон и Э. Феррар [269]. В последнее десятилетие XX века, вслед за Ф. Инглэндом и П. Молнаром [297], для обозначения извлечения из глубины метаморфизованных толщ в геотектонике стал применяться весьма своеобразный термин «эксгумация». Однако в связи с тем, что корень данного слова происходит от *«humus»* – земля рыхлая (в том числе органического происхождения) и, следовательно, не вполне соответствует рассматриваемому явлению, этот термин желательно не использовать. Аналогичное явление применительно к гранулитовым поясам Д. С. Коржинский называл всплыванием, что вполне подходит для русскоязычной версии.

Изучение частей конвективной системы по отдельности в виде плит, плюмов, диапиров и т. д. допустимо при морфологическом их описании. Игнорирование

взаимосвязей приводит к неоправданной остроте дискуссий по геодинамике между сторонниками фиксизма и мобилизма.

3.2. УСЛОВИЯ РАЗВИТИЯ КОНВЕКЦИИ В ЗЕМЛЕ

Проявление конвекции в разных условиях имеет свои особенности. В наиболее простом случае, в однородной по составу (однослойной) среде, например водной, конвекция характеризует перенос массы и теплоты за счёт разуплотнения нижней части слоя при нагревании. Такая гравитационная неустойчивость носит название неустойчивости Рэлея. Её условия описываются уравнением Рэлея:

$$R = \frac{\rho \cdot \beta \cdot \Delta T \cdot g \cdot H^3}{\alpha \cdot \eta} \qquad (3.1)$$

$$\text{или} \quad R = \frac{\Delta\rho \cdot g \cdot H^3}{\alpha \cdot \eta}, \qquad (3.2)$$

где: R – критическое число Рэлея; ρ – плотность; $\Delta\rho$ – разуплотнение; ΔT – перепад температур в слое; β – коэффициент температурного расширения; g – ускорение силы тяжести; H – мощность конвектирующего слоя; α – коэффициент температуропроводности (скорости выравнивания температур) или релаксации; η – динамическая вязкость.

Физическая сущность формулы весьма проста: числитель характеризует архимедову силу, а знаменатель – факторы, препятствующие всплыванию (вязкость, уменьшающая скорость течения; температуропроводность, ускоряющая остывание, что снижает разуплотнение). Иначе говоря, формула Рэлея характеризует соотношение механического переноса гравитационной энергии, тепла конвективным путём (в числителе) и кондуктивным (в знаменателе), фактором релаксации тепла, которая снижает возможность уменьшения плотности за счёт нагревания.

Неустойчивость вызывает конвекцию при достижении определённой величины критических чисел Рэлея. При первом числе $R_1 \approx 1700$ конвекция осуществляется в виде вала (стоячей волны), при втором $R_2 \approx 10^4$ – в виде ячеистого поднятия [85, 146]. Величина R_1 может быть меньше. Если неустойчивая система имеет свободную границу вверху (т. е. при отсутствии на ней касательных напряжений), то $R_1 = 1100$, а при свободных верхней и нижней границах $R_1 = 660$. Возрастание неустойчивости после условий, характеризуемых R_1, приводит к зарождению на гребне вала дополнительных волн двух других направлений, интерференция которых по достижении условий, близких к R_2, приводит к развитию гексагональной ячеи. В реальной геологии обе границы системы, как правило, не свободны.

Отмеченные значения критических чисел Рэлея характерны для подавляющего большинства геодинамических процессов, формирующих тектонические особенности литосферы, о чём свидетельствуют линейные и ячеистые формы тектонических структур. Пластические течения при этом имеют главным образом ламинарный характер. Для таких обстановок нельзя говорить, что конвекция приводит к перемешиванию вещества. Перемешивание происходит при турбулентных течениях, в частности при течении масс с участием значительных объёмов газовой фазы после взрыва, а также в плазме. Такие процессы характеризуются третьим и четвёртым критическими числами Рэлея в соответствии с разработками С. Чандрасекара [292].

3.3. ТРАНСТЕНСИОННАЯ АДВЕКЦИЯ

Весьма важную, особую роль в адвекции играет транстенсия, которой придают большое значение при анализе пассивного рифтогенеза, но явно недостаточно учитывают при анализе геодинамики проявления магматизма и немагматического вулканизма. Транстенсионная адвекция замечательна тем, что может развиваться в обстановке без инверсии плотности масс, а лишь при возникновении градиента давления на одном

гипсометрическом уровне за счёт сдвиговых усилий. Это важно отметить потому, что в лежачем крыле субдукционной синклинали инверсия плотности слоёв отсутствует, но адвективные структуры, образованные из них, встречаются, о чём свидетельствуют расслоенные массивы карбонатитов с ультраосновными породами в центре. Транстенсия может сочетаться с адвекцией, вызванной разуплотнением масс в связи с их нагревом или по иным причинам. Транстенсионная адвекция приводит к подъёму масс той же архимедовой силой. В отличие от адвекции в понимании В. В. Белоусова, при которой происходит «всплывание» нижнего менее плотного (более лёгкого) слоя, при транстенсии всплывать может и весьма плотный слой. Кратко охарактеризуем транстенсию, а её важность в магматизме, вулканизме и минерагении рассмотрим в главах 8 и 12.

Транстенсия – превращение (*trans*) сдвиговой деформации в относительное растяжение (*tension*). Она возникает на участке изменения простирания разлома (или его сочленении с другим разломом) или по иным причинам при проявлении сдвиговых напряжений, как до, так и после образования самого разлома. Сдвиг как бы тянет (*pull*) за собой один борт трещины и стремится в месте её изгиба отделить (*apart*) его от другого борта. Зону растяжения или бассейн именуют как пулл-апарт (*pull-apart*). Если сдвиг происходит в противоположном направлении, сжимая (press) ту же зону, то обстановку называют транспрессией (сдвиг преобразуется в сжатие). Поэтому для определения типа обстановки на изгибе разлома или его сочетания с другим нарушением необходимо представлять, в каком направлении может происходить сдвиг (правом – по часовой стрелке или левом – против неё).

Транстенсия влечёт за собой важные следствия. Одно из них то, что она способствует адвекции за счёт создания градиента давления в среде, снижая всестороннее давление (которое равно одной трети от суммы трёх главных нормальных напряжений) в определённом объёме.

Вывод о роли транстенсии при адвекции легко подтвердить анализом размерностей в уравнениях. В уравнении Рэлея для конвекции (адвекции) числитель формулы (3.2) $\Delta\rho \cdot g \cdot H^3$, как отмечено выше, представляет архимедову силу конвектирующего объёма среды, определяемого членом H^3. Те же члены, с теми же размерностями входят в уравнение закона Архимеда: выталкивающая сила $F = \rho_ж \cdot g \cdot V_т$, где $V_т$ – объём жидкости, вытесненный погружённым телом. Размерность градиента давления аналогична размерности произведения $[\Delta\rho \cdot g] = [г \cdot см^{-2} \cdot с^{-2}]$. Иначе говоря, градиент давления при транстенсии в поле тектонических напряжений играет ту же роль, что и разуплотнение в гравитационном поле при конвекции. Это качественное сопоставление двух факторов, вызывающих адвекцию, требует оценки условий возможной их реализации. Как и в случае конвекции, величина градиента давления при транстенсии должна быть такой, чтобы преодолеть вязкость среды, препятствующей адвекции. Кроме того, действие напряжений должно быть достаточно длительным, не подвергаться быстрой релаксации. Такие условия могут поддерживаться благодаря силам, вызванным главным образом гравитационным и ротационным режимами Земли. Это следует учитывать при анализе геодинамики и структур алмазоносных систем, особенно в платформенный этап их развития. При этом необходимо учитывать вероятную вязкость вещества систем и их фазовое состояние.

Природную модель адвекции мантии в результате транстенсии демонстрирует обстановка района озера Байкал. Байкальский рифт возник как бассейн pull-apart при левых сдвиговых перемещениях на концах разломов близширотного простирания вдоль р. Верхняя Ангара на севере и рек Иркут и Малый Енисей на юге озера. Наличие разломов фиксируется современными очагами землетрясений. Но главное, что при пассивном рифтогенезе у озера Байкал транстенсия вызвала под ним подъём мантии, стремящейся к изостазии.

Весьма примечательно, что области или зоны транстенсии, прилегающие к крупным сдвигам, занимают большую площадь,

Рис. 3.2. Область транстенсии, выраженная бассейном pull-apart оз. Байкал и чередованием прилегающих впадин и хребтов (топография из [10]).
Пояснения в тексте.

выражены чередованием относительно узких хребтов и впадин, ориентированных определённым образом относительно простирания сдвига в зависимости от того, левый он или правый (рис. 3.2). Транстенсия распространяется далеко за пределы бассейна pull-apart, причём с одной стороны от главного сдвига. К востоку от Байкала ширина области транстенсии достигает 600 км с чередованием хребтов и впадин через расстояния около 60 км, ориентированных так же, как и озеро. В данной области существует зона транстенсии, соответствующая Витимскому плоскогорью, опущенному относительно окружающих хребтов. В зоне расположены карбонатсодержащие щелочные массивы. От верховьев р. Ципа (т. е. в 300 км восточнее северного окончания оз. Байкал) зона простирается к юго-западу на 350 км, а рядом с г. Улан-Удэ вмещает район карбонатитовых щёлочно-основных комплексов протяжённостью около 150 км [94]. В общей минерагенической зональности Сибири они показаны в главе 12 на рис 12.1.

Сходное явление сопровождает правый сдвиг Сан-Андреас с транстенсией, которая вызвала чередование Бассейнов и Хребтов (Большой бассейн, США) [10]. К югу от близширотного левого сдвига в зоне транстенсии Забайкалья хребты и впадины простираются в северо-восточном направлении. Подобным образом к востоку от близмеридионального правого сдвига Сан-Андреас простираются бассейны и хребты в зоне транстенсии. Судя по геоморфологии, ширина зоны транстенсии достигает здесь 600–700 км, а чередуются «бассейны и хребты» через расстояния около 30 км. В обоих случаях Забайкалья и Запада США впадины расширяются за счёт сдвиго-раздвигов. Малые по размеру сдвиги сопровождаются зонами транстенсии малой протяжённости и ширины. В аспекте рассмот-

ренной автором основы накопления золота в терригенно-сланцевых толщах Байкало-Патомской территории в связи с размывом золотоносных сульфидных масс расслоенных массивов глубокого докембрия, контролировавшихся ранее транстенсией [15], можно высказать предположение, что такую же природу имеет тонкое золото месторождений карлинского типа на территории Бассейнов и Хребтов.

Транстенсия имела место при образовании Красного моря. Это произошло в результате сдвиго-раздвиговых перемещений при сползании к северу блока Аравии с мантийного поднятия ячеи Афар. Сползание привело к транстенсии, которая, в свою очередь, вызвала поднятие мантийного вала вдоль оси Красного моря, а в нём пассивный рифтогенез и пассивный, переходящий в активный спрединг.

Второе следствие транстенсии то, что она приводит к возрастанию разности между алгебраически наименьшим и наибольшим главными нормальными напряжениями, соответственно увеличивая касательные напряжения, что способствует возникновению новых разломов в преобразованном поле напряжений.

В отличие от конвекции, развивающейся за счёт гравитации, действующей постоянно во всём пространстве, реализация адвекции за счёт транстенсии в платформенных условиях требует длительного поддержания напряжений в определённом объёме среды. Такое поддержание возможно из-за напряжений, возникающих в особых условиях в связи с общей геодинамикой Земли, например её ротационным режимом. С ним связывают регматическую (лат. *regma* – разрыв, разлом) сеть диагональных и ортогональных нарушений. Развитие диагональной пары сдвигов (правых северо-западного, левых северо-восточного простирания) может в определённой мере иметь связь с глобальным сжатием Земли (1/298,26) вдоль оси вращения. Разумеется, что эти напряжения весьма малы. Но ими нельзя пренебрегать, когда имеем дело с очень длительными условиями деформации при наличии малых по величине сил, не приводящих к «быстрым» деформациям, особенно в условиях платформ. Даже малые напряжения не более 10 кг/ см^2, достигающие предела ползучести, при длительном действии могут приводить к адвекции. Вызванная сдвиговыми напряжениями транстенсия на большой площади способствует образованию близмеридиональных и широтных сдвигов. Такая комбинация сдвигов четырёх направлений наблюдается на алмазоносных территориях.

Однако главная масса больших близширотных сдвигов Земли имеет иную природу. К ним могут относиться близширотные сдвиги, которые широко представлены в виде трансформных разломов. На их развитие большое влияние оказывает потеря большими массами угловой скорости относительно общей скорости вращения Земли при подъёме их из глубин. Подъём глубинных масс, присоединяющихся к континентальной коре, способствует их западному дрейфу из-за переноса относительно малого первичного ротационного момента инерции. В результате ротационные силы за всё время существования Земли закрутили, «словно крышку банки», северные массы относительно южных масс примерно на 35–40°. Достаточно взять в руки глобус, чтобы убедиться в этом. Естественно, что на образование сдвигов регионального масштаба могут влиять другие факторы, обеспечивающие движения крупных блоков. Однако при их развитии нельзя игнорировать глобальные факторы.

Возможность транстенсии должна обязательно исследоваться при наличии многократного проявления магматизма на одной территории на протяжении длительного времени. Недоучёт связи этих двух явлений может приводить к необоснованному представлению о горячей точке или пятне (*hot spot*), существующих благодаря поступлению тепла от ядра Земли в пространстве, подобном игле длиной 2900 км. Этой виртуальной иглой потом «вышиваются строчки» ряда реальных геологических картин, украшая доводы предложенных концепций.

3.4. МОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ АДВЕКТИВНЫХ СТРУКТУР

Адвективные системы Земли имеют элементы морфологических отличий и сходства. Главные отличия связаны с типом адвекции и степенью её завершённости. Очевидно, что одной из причин отрицания некоторыми исследователями возможности конвекции в глубинных слоях Земли, обладающих очень большой вязкостью, является следующее. Практически никогда не указывается, что конвекция там неустановившаяся, не достигает полного круговорота масс, и ограниченная по фазе конвекция традиционно именуется адвекцией.

Е. В. Артюшков [6, 7] выделяет два типа адвекции исходя из того, каким образом проседает наиболее плотное вещество: в виде крупных ячеек (центральное проседание), окружённых краевыми более узкими поднятиями, или в виде узких краевых проседаний, окружающих крупные поднимающиеся ячейки (рис. 3.3). На первой стадии развития адвекции в результате гравитационной неустойчивости возникает плавное периодическое искажение границы двух сред. Форма искажения близка к синусоидальной вне зависимости от свойств контактирующих сред. Далее, пройдя стадию валообразных поднятий (Е. В. Артюшков эту стадию не рассматривает), зарождаются самостоятельные полигональные ячейки движения. В одном случае в крупную ячейку «каплю» собирается верхняя среда (порода), опускающаяся вниз, а в другом – нижняя среда, поднимающаяся вверх. Из всех возможных процессов в природе осуществляется тот, на который затрачивается наименьшее количество энергии. По Е. В. Артюшкову, всего лишь в трёх ситуациях реализуется центральное проседание: при значительно меньшей вязкости верхней среды, если при этом вязкость нижней среды уменьшается с увеличением касательных напряжений (первая ситуация) или быстро уменьшается с уменьшением давления (вторая ситуация). Третья ситуация – если объёмный вес верхней среды уменьшается при увеличении мощности этого слоя в данном месте. Во всех остальных случаях образуются краевые проседания. Из сказанного ясно, что в геологических процессах превалируют центральные поднятия и краевые проседания.

Сходная типизация конвективных структур позже была предложена О. В. Петровым. Им отмечено: «Начиная с работ Бенара [290], исследования неустойчивых в плотностном отношении сред позволили установить, что все волновые явления гравитационной (конвективной) неустойчивости, независимо от масштабов проявления и процессов их вызывающих, могут обнаружить себя в образовании структурных форм трёх типов: 1) ячеистые гексагональные структуры с всплыванием в центре и погружением в краевых частях типа *L-hexagons*; 2) ячеистые с погружением в центре и всплыванием в краевых частях типа *G-hexagons*; 3) линейно вытянутые валообразные структуры типа *Rolls*» [188]. Фактически первые два типа характеризуют ячеистую конвекцию, соответствуя второму критическому числу Рэлея, а третий – первому критическому числу. По всей вероятности, структуры с центральным ячеистым проседанием (А и Б, по Е. В. Артюшкову, и *G-hexagons*, по О. В. Петрову) в реальной геологии чаще могут быть вызваны проседанием верхних слоёв системы в силу изостатического выравнивания над центральным поднятием плотных глубинных масс и связанного с этим рассеянного спрединга (пластического растекания в стороны промежуточных масс).

По сравнению с рассмотренными простыми случаями геологические факторы, регулирующие конвекцию в Земле, более многообразны. Нарастание температуры с глубиной в любом случае способствует конвекции. Но адвекция может происходить и нарастать без нагревания, если имеет место гравитационная неустойчивость в слоистой структуре, вызванная иными причинами. Дополнительные сложности вызывает слоистая структура с наличием слоёв, вещество которых обладает большой вязкостью. Самостоятельную проблему пред-

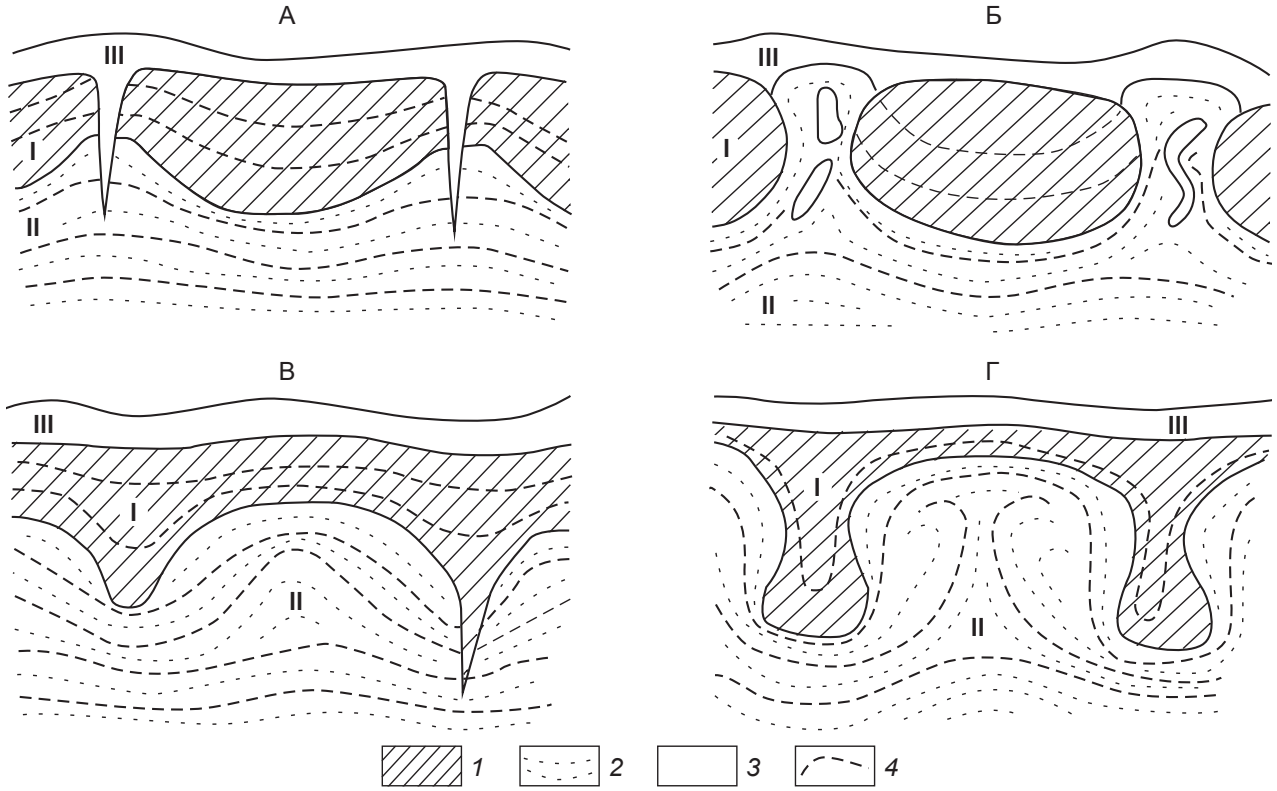


Рис. 3.3. Типы адвективных ячеек, по [7].
А, Б – центральное проседание; В, Г – краевое проседание во второй (слева) и третьей (справа) стадиях развития; *1* – плотная (тяжёлая) порода; *2* – лёгкая порода; *3* – перекрывающая порода; *4* – слои пород; I, II – слои грунта, III – почвенный слой.

ставляет анализ конвекции, в процессе которой происходит последовательное изменение вязкости. Это приводит к фрактальности конвективной системы.

3.5. ФРАКТАЛЬНОСТЬ И ПОДОБИЕ КОНВЕКТИВНЫХ СИСТЕМ

Важнейшей особенностью конвекции геологических масс является то, что многокомпонентные горные породы в отличие от жидкостей или газов в градиентном термическом поле земных недр очень сильно меняют свою вязкость. Это приводит к фрактальности конвективной системы, когда на поверхности крупной системы вырастает серия мелких, а на каждой мелкой – серия ещё более мелких. И для этого есть следующие причины. Увеличение мощности конвектирующего слоя в восходящей ветви системы приводит к увеличению числа Рэлея до второго критического значения и переходу от валообразной конвекции к ячеистой (при R_2 как точке бифуркации). Декомпрессия в поднятой верхней части конвективной системы, куда поступают снизу более нагретые массы, приводит к уменьшению их вязкости, что способствует конвекции в слоях меньшей мощности и при меньших размерах конвективных систем. Так появляются мелкие фракталы в верхних частях крупных систем. Таким образом, переход крупных конвективных систем в процессе их подъёма в серию мелких, а мелких в серию ещё более мелких, т. е. фрактальность системы (от лат. *fractus* – дробный, состоящий из самоподобных фрагментов) при последовательном снижении вязкости является закономерной.

В обстановке декомпрессии в нагретых до этого на глубине массах происходит сначала снижение вязкости, а потом может начаться и происходить плавление. Плавлению подвергаются относительно малые (в попе-

речнике до 30–40 км) системы. Их верхние части могут соединяться, образуя пояса типа Великой Дайки в Африке, представляющей в действительности серию слившихся лополитов [335]. Сплошного магматического океана в мантии нет, на что указывают сейсмические данные. Разные геологические структуры, обусловленные конвекцией, отражают не только её масштабный уровень, но и весьма разные фазы завершения к определённому времени. Поэтому говорить о полном подобии конвекции в геологических процессах нельзя.

Условия изменения соотношений размеров системы, вязкости её вещества и относительного времени развития сходных фаз следуют из уравнений подобия [28]. Уравнение подобия легко выводится путём деления уравнения, описывающего одну систему, на уравнение, описывающее другую подобную систему. Коэффициент подобия – отношение параметров одной из физических величин в подобных системах, например $H_1 : H_2 = C_H$. Из уравнения Рэлея следует:

$$C_{\Delta\rho} \cdot C_g \cdot C_H^3 = C_a \cdot C_\eta, \qquad (3.3)$$

где: C – коэффициент подобия величин, соответствующих индексам: $\Delta\rho$ – разуплотнения, g – ускорения силы тяжести, H – мощности (размерного параметра), a – коэффициента релаксации (температуропроводности), η – вязкости.

Для горных пород $a = (6–13) \cdot 10^{-3}$ см^2/с [255]. Поэтому можно принять $C_a \approx 1$. В природе, в земной коре и верхней мантии в отличие от экспериментов на центрифугах ускорение силы тяжести существенно не меняется. Поэтому $C_g \approx 1$. Это ускорение уменьшается в ядре Земли. При ограниченной степени разуплотнения можно принять $C_{\Delta\rho} \approx 1$. Отсюда следует, что:

$$C_H \approx C_\eta^3. \qquad (3.4)$$

Иначе говоря, для принятых условий при уменьшении размера системы на один порядок вязкость в подобной системе должна быть на три порядка меньше.

Из этой формулы следуют соотношения параметров разных фракталов сложной конвективной системы. В то же время нельзя забывать, что приведённые соотношения в известной степени приблизительны, так как вязкость горных масс и магм, в частности, меняется не по линейному закону. Особенно резкое изменение вязкости происходит вблизи линий солидуса и ликвидуса. Именно поэтому, как показано в главе 8, наиболее отчётливо фрактальность систем устанавливается по магматическим очагам, которые чередуются через расстояние около 30 км.

Другая важная особенность развития конвективных систем состоит в том, что в природных системах, определяемых гравитационной неустойчивостью, с увеличением размера на один порядок время протекания её подобных фаз увеличивается на два порядка [28]. Это следует, с одной стороны, из уравнения подобия медленных пластических деформаций, по М. В. Гзовскому [82]:

$$C_\eta = C_\rho \cdot C_g \cdot C_l \cdot C_t, \qquad (3.5)$$

где: l – размерный параметр, как и H; C_t – коэффициент подобия времени.

С другой стороны, из подобия иных параметров, рассмотренных выше (уравнение 3.4), следует:

$$C_t \approx C_l^2. \qquad (3.6)$$

Эта зависимость может трактоваться и так, что при принятых условиях в земных недрах относительная скорость конвекции во фракталах (системах более высокого порядка) увеличивается. Отсюда во фракталах за определённый промежуток времени неустановившаяся конвекция может быть более продвинутой, т. е. приводить к развитию структур, соответственно, более дальних фаз. Например, в ячеистых системах I порядка при их развитии субдукции не происходит или она не достигает соответствующих глубин, тогда как в ячеистых системах II порядка субдукция

уже развивается, зарождаясь в связи с конвекцией астеносферы, достигая глубин в первые сотни километров (см. гл. 6).

В связи с тем, что длина волны в серии конвективных систем, смежных по латерали, практически не изменяется в процессе конвекции, а в разные фазы развития меняется лишь морфология системы, приведённые коэффициенты подобия размеров и вязкостей можно положить в основу ранжирования систем по их латеральным размерным десятичным порядкам. Системы I–VI порядков сопоставляются с размерами металлогенических систем тех же порядков. На основе уравнения подобия систем составлена табл. 3.1.

Приведённая в таблице мощность слоя, вызывающего конвекцию в системах разного порядка, определена разными способами. Во-первых, мощность астеносферы под островными дугами Курильская и Тонга с прилежащими морями установлена по полю пониженной плотности очагов землетрясений (рис. 3.4). Пониженная плотность очагов соответствует астеносфере. Во-вторых, путём расчёта исходя из диаграммы Х. Рамберга, связывающей соотношение длины доминирующей волны и мощности питающего слоя. Для систем I порядка в качестве мощности принято расстояние до ядра Земли.

Правомерность соотношения параметров систем, указанных в таблице, подтверждается тем, что экстраполяция вязкости от 10^{20}–10^{21} пуаз (в системе II порядка) к 10^{11}–10^{12} пуаз (в системе V порядка) соответствует изменению вязкости от определённой ранее для астеносферы Е. В. Артюшковым [4] к вязкости обсидиана при температурах 800–1000° (по лабораторным данным Х. Рамберга), а также дацита и риолита при 800°, установленных при современном извержении вулкана Трайдент на Аляске [153]. Рассчитанные девять размерных порядков охватывают практически все возможные в природе геологические гравитационные системы, связанные с плотностной инверсией, так как для десятого порядка потребовалась бы вязкость меньше, чем вязкость воды.

Отражённый в таблице принцип иерархии по десятичным порядкам не означает, что в природе отсутствует иная фрактальность (дробность) конвективных и соответствующих им тектонических и металлогенических систем. Топологическая размерность подобия может быть принята не десятичной, а троичной (например троичная размерность Коха) [155] или иной. Системы могут дробиться на две-три подсистемы (не переходя в другой десятичный порядок), обусловливая, например, разделение структур ячеистых морей на частные впадины. Примером может служить конвективная система под Карибским морем, определяющая Западно-Карибскую и Восточно-Карибскую впадины. Черноморская система, которая определяет развитие Восточно-Черноморской и Западно-Черноморской впадин, к западу сменяется на суше Мизийской (Нижнедунайской низменностью) ячеёй, а далее ячеистыми впадинами Южно-Адриатической и Тирренского моря. Расстояния между ячеями составляют 500–550 км [28, 251].

В Земле, имеющей общее слоистое строение, гравитационная неустойчивость не обязательно может быть связана с повышенной температурой нижнего слоя. В крупных по размеру структурах неустойчивость могут вызывать шарьяжи, а в весьма малых – разная плотность осадков. Такую ситуацию в таблице представляют системы VII–IX порядков. Их конвективная сущность наблюдается в слаболитифицированных породах (грунтах) [6, 7] и текстурах руд (рис. 3.5).

Упомянутые конвективные системы I–IV порядков характеризуют глубинную геодинамику и связанную с ней эндогенную металлогению. Естественно, что системы разных размерных масштабов достигают лишь определённых фаз развития. Подобны только их начальные условия зарождения, выраженные характерными длинами волн при соответствующих мощностях конвектирующего слоя и вязкости его вещества. Путём наблюдений непосредственно определить мощность питающего слоя в геологических конвективных системах в большинстве случаев весьма затруднительно, а чаще

Табл. 3.1. Иерархия геологических структур, вызванных ячеистой конвекцией в гравитационном поле

Порядок фрактала	Масштабный тип геологических структур	Поперечный размер	Характеристика слоя, инициирующего конвекцию			Шаг между смежными ячеями	Металлогения
			Природа	Мощность	Вязкость, пуаз		
1	2	3	4	5	6	7	8
I	*Глобальный* океан; суперплюм	> 5000 км	Жидкое ядро и мантия под астеносферой	~ 2900 км	10^4–10^9 ядра 10^{23}–10^{24} мантии	До 11 500 км	Планетарная металлогеническая провинция
II	*Провинциальный* ячеистое окраинное море; континентальная депрессия, обрамляемая орогенами; раздувы астеносферы; мантийный плюм	1000–2000 км	Астеносфера	200–300 км	10^{20}–10^{21}	1000–2000 км	Металлогеническая провинция
III	*Региональный* частные впадины окраинных морей, континентальных депрессий с выпуклостями астеносферы под ними	50–150 км	Верхняя часть астеносферы	30–60 км	10^{17}–10^{18}	200–300 км	Металлогеническая область, суперрайон
IV	*Очаговый* мантийно-коровый магматический очаг, его окружение; соляной купол	10–30 км	Субсолидусные магмы и их рестит; толщи эвапоритов	2–10 км	10^{14}–10^{15}	30 км	Магматогенно-рудный узел

Продолжение таблицы 3.1

1	2	3	4	5	6	7	8
V	*Камерный* интрузивный шток, экструзив	0,5–3,5 км	Разуплотнённые выплавки в коровом базитовом очаге	0,2–1 км	10^{11}–10^{12}	1–3,5 км*	Месторождение
VI	*Апофизный* мелкие штоки-апофизы в интрузивных массивах	0,1–0,3 км	Флюидонасыщенные магмы апикальных частей магматических камер	0,02–0,1 км	10^{8}–10^{9}	0,02–0,1 км*	Мелкое месторождение
VII	*Грунтовый* выпуклости и впадины грунтов	10–30 м	Пласты влажных песков, глин	2–10 м	10^{5}–10^{6}	2–10 м*	–
VIII	*Мегатекстурный* мелкие выпуклости и вогнутости пластов	1–3 м	Нелитифицированные водонасыщенные илы	0,2–1 м	10^{2}–10^{3}	0,2–1 м*	–
IX	*Текстурный* мелкие апофизы в градационно-слоистых осадках	0,1–0,3 м	Жидкие гели, золи	–	0,1–1	2–10 см*	–

* Возможны значительные вариации при наличии разрывов в породах кровли и по другим причинам.

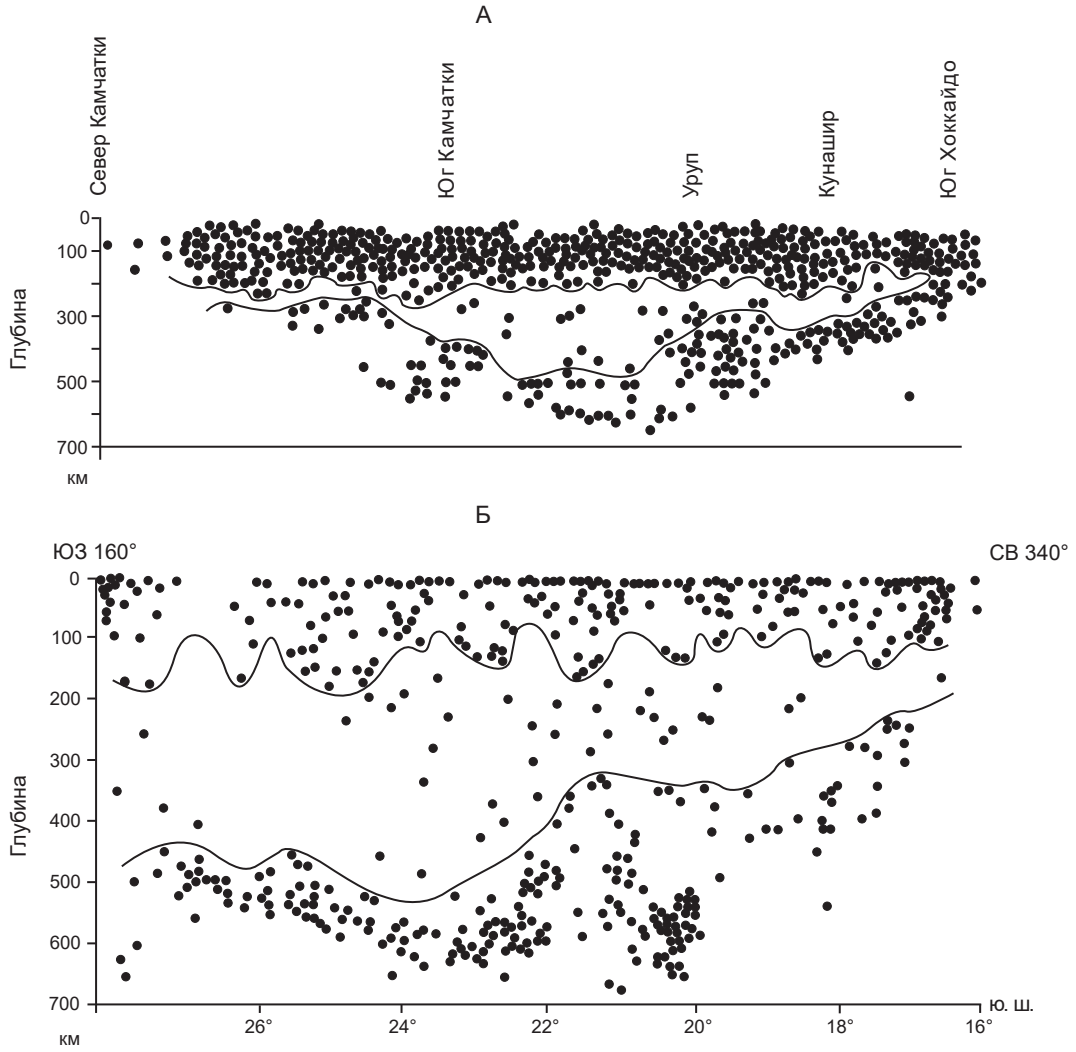


Рис. 3.4. Положение очагов землетрясений на вертикальной проекции вдоль простираний островных дуг Курило-Камчатская, по [247] (А), и Тонга [220] (Б).
Оконтуренное поле пониженной плотности очагов соответствует астеносфере.

всего невозможно. Но так как мощность конвектирующего слоя H и длина волн в значительной степени связаны, то в основание схемы иерархии конвективных структур можно положить длину волн. Такой принцип иерархии будет отражать и глубинный масштаб конвекции.

Этот принцип согласуется с принципом иерархии ундаций в земной коре и мантии, предложенным Р. ван Беммеленом [289]. Он связывал ундации возрастающих по размерам классов с всё более глубинными слоями: локальные ундации при поперечнике до 1 км – с верхней частью тектоносферы; малые ундации (10 км) – с корой; мезоундации (100 км) – с нижней частью тектоносферы; геоундации (1000 км) – с астеносферой; мегаундации (10 000 км) – с нижней мантией. Таким образом, работа Р. ван Беммелена 1933 года издания была первой, в которой рассмотрена иерархическая соподчинённость волновых структур Земли. Значительно позже они стали рассматриваться с позиций диссипативных структур И. Пригожина. О. В. Петров, внёсший вклад в это направление, писал о них: «Диссипативные структуры Земли представляют собой фрактальные иерархии различного типа структур её плотностной неустойчивости и отражают

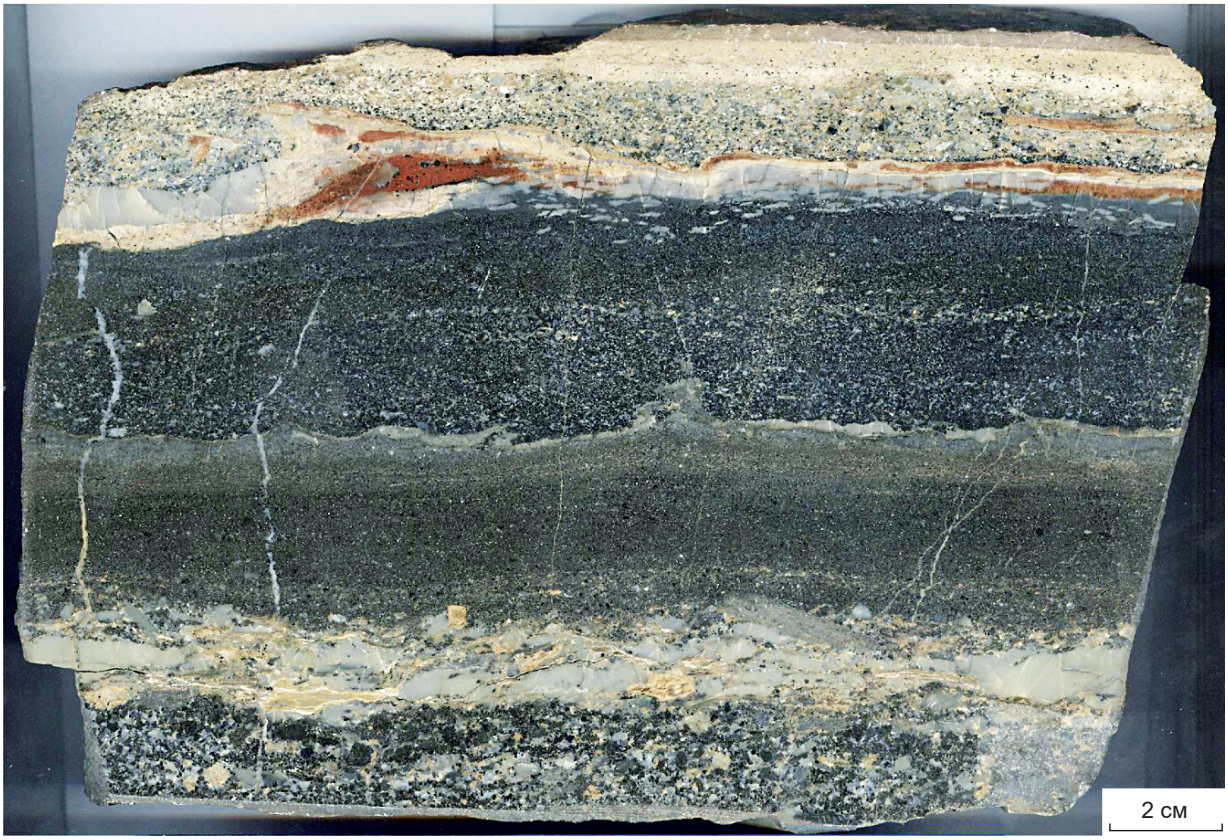


Рис. 3.5. Конвекция кремнистых масс из нижнего слоя в основание сульфидных осадков перекрывающего слоя. Образец градационно-слоистой руды из Николаевского карьера колчеданно-полиметаллического месторождения (Рудный Алтай).

фундаментальные законы проявления волновых свойств материи» <…> «фрактальные иерархии структур плотностной неустойчивости могут рассматриваться как неизвестная ранее и объективно существующая устойчивая связь между нерегулярными хаотическими явлениями материального мира, вносящая коренные изменения в уровень познания, т. е. как открытие новой закономерности в строении и развитии Земли» [188]. Поддерживая это высказывание О. В. Петрова о важности волновых диссипативных явлений в развитии структур Земли, нельзя согласиться с тем, что они являются нерегулярными и хаотическими, так как, наоборот, обладают пространственной периодичностью, а их зарождение обусловливается собственной частотой колебаний среды и определённым соотношением её параметров, входящих в уравнение конвекции Рэлея. «Нерегулярные хаотические явления» трудно представить в качестве «закономерности в строении и развитии Земли». Приоритет в открытии этого явления и фрактальной иерархии волновых диссипативных структур как «новой» закономерности может дискутироваться.

В завершение главы отметим, с позиций конвекции, понимание сути плюмов, в том числе и идущих с очень больших глубин. Плюм есть образное выделение перообразного (*pluma* – перо) объёма пространства, которое отличается по свойствам от окружающей среды в силу разных причин, в частности некоторого смещения масс неоднородной среды при неустановившейся конвекции, т. е. это область восходящих и вверху расходящихся в стороны движений масс. В общем случае плюм не является структурой, в которой некоторый объём вещества перемещается от самого её основания (корня плюма) до верхней части. Поэтому выделение плюмов, берущих начало

от поверхности ядра Земли, нельзя использовать как обоснование заимствования вещества ядра для участия его в процессах, происходящих в литосфере. При неустановившейся конвекции (адвекции) вещество перемещается на высоту, ограниченную размерами систем с вязкостями, присущими этим системам, для чего требуется соответствующая длительность времени достижения определённых фаз конвекции. Например, нельзя переносить железо из ядра в литосферу (или наоборот) без учёта реального времени процесса, размеров и вязкости вещества конвективной системы, природы связей её составных частей. И главное: перемещение вещества, как правило, не происходит сквозь все системы, так как восходящие движения сменяются латеральными и нисходящими. В силу приципа эмерджентности систем в этом случае восходящие движения (частей разных систем) не суммируются в единый непрерывный поток.

Структура конвективных систем на всех масштабных уровнях в разных её частях имеет разные соотношения вертикальных и латеральных перемещений как в пространстве, так и во времени (при развитии фаз процесса). В геологии эти части хотя и рассматриваются в процессе эволюции тектоники, но обычно без характеристики соотношений с окружающей средой, не отражая компенсационную организацию тектонического течения.

Часть II

СТРУКТУРА И РАЗВИТИЕ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ И МИНЕРАГЕНИЧЕСКИХ СИСТЕМ

ВВЕДЕНИЕ

На фоне широко обсуждаемой в геологической литературе плейт-тектонической модели развития Земли закономерности строения планеты, определяемые конвекцией, не получили должного освещения и анализа. Причин такой ситуации много. Пожалуй, главным является то, что привычное представление о конвекции как о полициклическом процессе не согласуется с реальным её проявлением в геологии, где структуры Земли отвечают лишь отдельным фазам процесса, т. е. неустановившейся конвекции. Часто это только адвекция, т. е. конвекция, фазовое состояние которой не превышают 180° от кругового оборота. Недаром в геотектонику В. В. Белоусов ввёл термин «адвекция», обозначив её как «однотактную» конвекцию по аналогии с тактом поршневого двигателя [51]. Другой причиной является то, что следы конвекции выявляются по косвенным фактам, в отличие от непосредственно наблюдаемых тел, аппроксимируемых как литосферные плиты. Третья причина в том, что процесс конвекции геологических масс значительно сложнее простого перемещения плит. В этой простоте основная причина движения литосферных масс виделась главным образом в сползании литосферы с мантийных поднятий по астеносферной «смазке» [107].

Ячеистым конвективным структурам Земли ранее внимание уделялось с позиций диапиризма, ответственного за образование окраинных морей [28, 55, 138, 148]. Однако диапиризм не рассматривался как составная часть конвекции. В. Е. Хаин и М. Г. Ломизе подчёркивали, что «проблема, оставшаяся за рамками концепции тектоники плит как имеющая, очевидно, более частное значение, чем кинематика плит, но, тем не менее, достаточно важная, – это проблема происхождения окраинных и внутренних морей с корой океанского типа» [269]. Весьма ярко проявленная ячеистая структура окраинных морей, для которой была предложена конвективная природа [28, 34], осталась в области дискуссий между представлениями, как о следствии естественной или вынужденной конвекции или как о движениях микроплит. Вместе с тем В. Е. Хаин и А. Т. Зверев [268], отмечая наличие конвективных структур на нашей планете, писали, что дальнейшее развитие предлагаемой ими геодинамической модели видится в выявлении, уточнении и конкретизации иерархии конвективных потоков, образующих в теле планеты единую многоуровневую разноранговую систему.

Эта многоуровневая разноранговая конвективная система и есть главный каркас геодинамической структуры Земли. Сопряжённая с ней проблема места и условий развития при конвекции спрединга, субдукции, обдукции, эдукции толщ, магматизма активных окраин и периодических геодинамических и минерагенических систем не только не уступает по значению проблеме тектоники плит, но и превосходит её. Модель конвективных геодинамических и минерагенических систем представлена автором в работе [28], а здесь рассматривается более широко, с привлечением системного анализа как существующих концепций, так и нового фактического материала с внесением корректив в старые представления. Кроме того, проблема, сформулированная в названии II части книги, ранее рассматривалась на основе частных наблюдений и теории их сути с переходом к обобщениям свойств, присущим крупным системам. То есть по следствиям выявлялась причина. Здесь же, с учётом накопленного материала и выводов, для характеристики общей системы, последовательной обусловленности её закономерностей реальными физическими причинами анализ и изложение пойдут от общего к частному, что и отражает методологию системного подхода.

Общая характеристика конвекции и её специфических особенностей в планетарном масштабе приведена в литературе, где рядом геологов и геофизиков предложены модели мантийной и ядерно-мантийной

конвекции, объясняющие процессы плейттектоники, плюмов, проведены расчёты условий их функционирования с позиций механики сплошных сред. При геодинамическом анализе тектоники важно обсуждение причинно-следственных связей. В разных концепциях они могут представляться противоположными. Например, М. А. Гончаров считал адвекциию мантийных масс под окраинными морями как вынужденную конвекцию, вызванную субдукцией литосферной плиты. В противоположность этому мнению, А. Н. Барышев ту же адвекцию относил к восходящей ветви естественной ячеистой конвекции, которая, в свою очередь, на продвинутых фазах развития вызывает субдукцию, независимую от тектоники плит.

Принимая во внимание то обстоятельство, что конвективные системы при зарождении регулируются волновыми неоднородностями в гравитационно-неустойчивой среде, целесообразно сначала рассмотреть не только характеристику слоистого строения Земли, но и существующие модели формирования всей Земли. Это вызвано тем, что происхождение ярко выраженной асимметрии Западного и Восточного полушарий не имеет однозначной трактовки. При объяснении неоднородности используются как космические факторы, так и конвекция внутри Земли.

Планета Земля далее рассматривается как общая система нулевого масштабного порядка, которая состоит из иерархического ряда систем, ранжированных на порядки с десятикратным убыванием размеров в соответствии с табл. 3.1 (см. разд. 3.3). Начнём с общих положений строения планеты (системы нулевого ранга) и условий её формирования как основы для последующей характеристики позиции и развития её фракталов при соответственном возрастании их десятичных порядков геодинамических систем от крупных к мелким.

ГЛАВА 4 ОБЩИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ СТРУКТУРЫ ЗЕМЛИ И УСЛОВИЯ ЕЁ ФОРМИРОВАНИЯ В ПРЕДСТАВЛЕНИЯХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ И ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ КОНЦЕПЦИЙ

4.1. СЛОИСТЫЙ РАЗРЕЗ ГЛУБИННОЙ СТРУКТУРЫ СОВРЕМЕННОЙ ЗЕМЛИ

В общем строении Земли по сейсмическим данным выделяется серия вложенных одна в другую сфер (геосфер), которые рассматриваются как кора, мантия и ядро. Каждая из геосфер, в свою очередь, тоже делится на сферы, которым даны названия и присвоены буквенные индексы. Границы между этими сферами в одних случаях чёткие, в других – условные. Характеристика скоростей сейсмических волн в сферах приведена в разделе 2.3. При этом ядро Земли делится на внутреннее твёрдое и внешнее, вязкость которого необычайно мала. По представлениям разных исследователей, она во много раз меньше 10^9 П, вплоть до долей пуаза, что препятствует прохождению поперечных сейсмических волн.

Слоистое строение мантии было пересмотрено в конце XX века на основе сейсмической томографии. Опираясь на карты сейсмотомографии, построенные для глубинных уровней 50, 200, 400, 650, 900, 1150, 1450, 1750, 2050, 2350, 2600, 2850 км [330], Ю. М. Пущаровский предложил более дробное деление мантии (рис. 4.1).

Несмотря на то что ниже астеносферы чётких границ в мантии не фиксируется, общая картина аномального поля скоростей волн, отображённых на картах такова, что, на взгляд автора этих строк, можно выделить три интервала глубин со своей спецификой, особенно под Тихим океаном: выше интервала 650–900 км, в интервале 900–1750 км и ниже, вплоть до ядра, что практически отвечает схеме, показанной на рис. 4.1. То есть средний интервал глубин соответствует средней мантии с частью зон раздела I и II. В качестве другого основания для дробного деления мантии

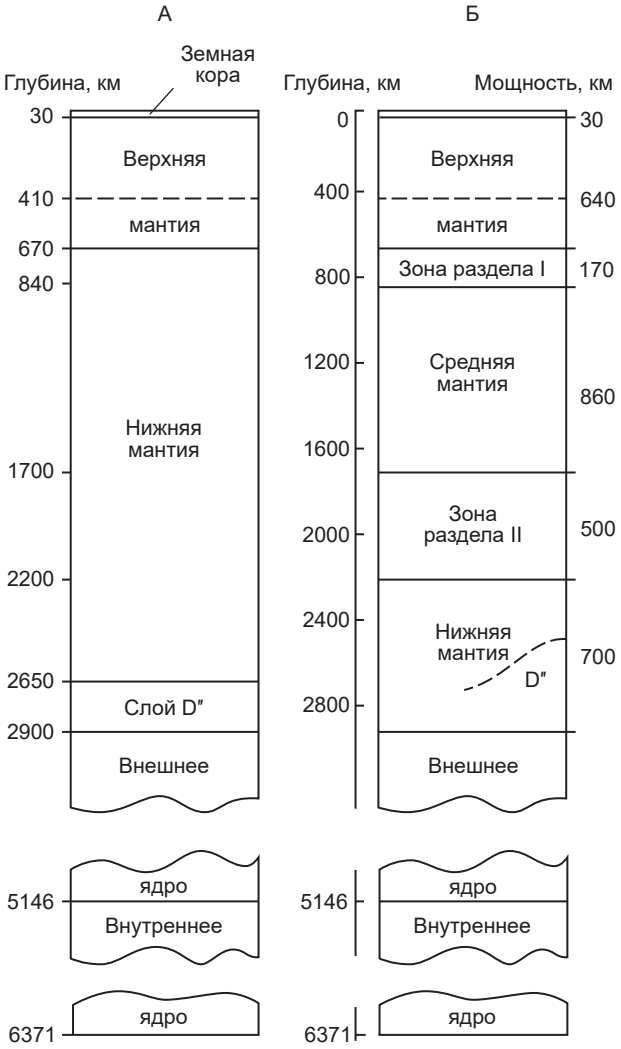


Рис. 4.1. Модели слоистого строения Земли, по [204].

А – традиционная модель; Б – новая модель, основанная на анализе сейсмотомографических карт и данных о составе мантии и сейсмических границах. Мощность может варьировать до 10 %.

М. Ю. Пущаровский и Д. Ю. Пущаровский приводят данные о фазовых переходах минералов при больших давлениях и температурах (табл. 4.1) [207]. Выделение средней мантии имеет большое значение для дальнейшего геодинамического анализа развития глубин Земли.

Табл. 4.1. Корреляция минеральных преобразований в мантии, уровней глобальных сейсмических разделов (подчёркнуты) и предложенных границ глубинных геосфер, основанных на данных сейсмической томографии

<table>
<tr><th>Глубина, км</th><th>Минеральные преобразования</th><th colspan="2">Границы геосфер (сейсмотомография)</th></tr>
<tr><td><u>410</u></td><td>Структурная перестройка оливина α-$(Mg,Fe)_2SiO_4$ в вадслеит β-$(Mg,Fe)_2SiO_4$</td><td rowspan="3">Верхняя мантия</td><td>Верхняя часть</td></tr>
<tr><td><u>520</u></td><td>Структурная перестройка вадслеита в рингвудит – γ-модификацию $(Mg,Fe)_2SiO_4$ со структурой шпинели</td><td rowspan="2">Нижняя часть</td></tr>
<tr><td>400–600</td><td>Трансформация пироксена $(Mg,Fe)SiO_3$ в гранат-меджорит $Mg_3(Fe,Al,Si)_2Si_3O_{12}$</td></tr>
<tr><td><u>670</u></td><td>Шпинелеподобный рингвудит трансформируется в ассоциацию (Mg,Fe)-перовскита и Mg-вюстита</td><td colspan="2">Раздел I</td></tr>
<tr><td><u>850–900</u></td><td>Пироп $Mg_3Al_2Si_3O_{12}$ → в ромбический перовскит $(Mg,Fe)SiO_3$
↓→ в твёрдый раствор корунда-«ильменита» Al_2O_3–$(Mg,Fe)SiO_3$</td><td colspan="2" rowspan="3">Средняя мантия</td></tr>
<tr><td>1200</td><td>Перестройка SiO_2 со структурой стишовита в структурный тип $CaCl_2$ (ромбический аналог рутила TiO_2)</td></tr>
<tr><td><u>1700</u></td><td>Изменение характера межатомных связей (металлизация) вюстита FeO</td></tr>
<tr><td>2000</td><td>SiO_2 со структурой $CaCl_2$ переходит в фазу со структурой, промежуточной между α-PbO_2 и ZrO_2; происходит распад перовскитоподобного $MgSiO_3$; изменение электронной структуры атомов Fe(HS → LS) в структуре вюстита FeO; образование FeO со структурой типа никелина NiAs</td><td colspan="2" rowspan="2">Раздел II</td></tr>
<tr><td><u>2200–2300</u></td><td>Трансформация Al_2O_3 со структурой корунда в фазу с ромбической структурой Rh_2O_3 (II)</td></tr>
<tr><td rowspan="2"><u>2900</u></td><td rowspan="2"></td><td colspan="2">Нижняя мантия</td></tr>
<tr><td colspan="2">Внешнее ядро</td></tr>
</table>

Примечание. В связи с негомогенностью мантии таблицу следует рассматривать в известной мере как модельную.

Вместе со слоистой моделью мантии Ю. М. Пущаровский предлагает модель конвективного и адвективного движения масс (рис. 4.2). В ней предполагается наличие плюма, который зарождается у ядра и пересекает всю мантию. Кроме представлений о начале плюмов от ядра Земли и выходе в виде горячих точек (пятен) в литосферу, для выделения таких плюмов, по мнению автора этих строк, достаточных оснований не имеется. Важность предложенного дробного деления мантии состоит в возможности анализа областей тектонического выжимания и нагнетания, внутрислойных пластических перемещений вещества на уровне средней мантии.

В правой части рисунка показан сквозьмантийный плюм; штриховые полоски – зоны тектонического течения или срыва, по которым может происходить скучивание масс, сопровождаемое выделением энергии, местами достаточной для образования

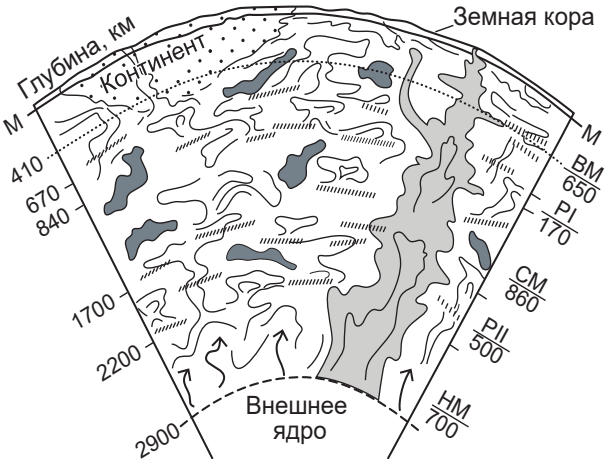


Рис. 4.2. Модель конвективного и адвективного движения мантийных масс, по [204].
Пояснения в тексте.

внутригеосферных локальных конвективных потоков; тёмно-серым показаны вовлечённые в нисходящие мантийные потоки массы верхних геосфер, скорость прохождения сейсмических волн в которых наиболее высокая; М – поверхность Мохоровичича; ВМ – верхняя мантия; PI – зона раздела I; СМ – средняя мантия; PII – зона раздела II; НМ – нижняя мантия. Числа под чертой – мощность геосфер в км (± 10 %); стрелки отражают зону влияния ядра в нижней мантии (слой D″) [204].

4.2. ПРЕДСТАВЛЕНИЯ О ПРОИСХОЖДЕНИИ ЗЕМЛИ, ЕЁ ЯДРА И ГЛОБАЛЬНОЙ ДИФФЕРЕНЦИАЦИИ ВЕЩЕСТВА

Анализ проблем взаимосвязи геодинамики, тектоники и металлогении в настоящее время вышел за рамки земной коры и мантии, включив вопросы возможного влияния ядра Земли на ряд процессов, определяющих их взаимодействие. Этого же требует и системный подход, призывая рассматривать ядро, с одной стороны, как фактор внешней среды относительно геодинамических и металлогенических систем коры и мантии, с другой – как центральную часть общей более крупной системы.

Вопросы геологии ядра приобретают в последние годы всё большее значение. В ряде тектонических концепций ядро, эволюция его морфологии служат предметом для обоснования смены структуры мантийных конвективных систем во времени и соответствующих неоднократных распадов суперконтинентов с последующей новой сборкой континентальных масс в единый суперконтинент. С позиций общего развития Земли как на границе мантии и ядра, так и в самом ядре стали предлагаться модели петрологических и минерагенических процессов [92].

Проблемы ядра Земли обычно рассматриваются в аспектах его происхождения, состава, структуры, эволюции размеров, геодинамической функции, возможного влияния на петрологию и минерагению земной коры. При этом непосредственные сведения о геологии ядра основаны на геофизических данных, остальные являются косвенной интерпретацией. Необходимо помнить, что все модели опираются на выдвинутые их авторами постулаты, от которых во многом зависит в конечном итоге различие структур, геодинамической, тектонической и минерагенической сущностей моделей. При изменении постулата те же модели могут получить иное дискуссионное толкование. Далее необходимо контролировать, насколько при исследовании и интерпретации были соблюдены принципы системного анализа, а именно насколько применяемые известные законы материального мира характеризуют процессы и связи элементов в системах данного масштаба. Только соблюдение принципов масштабности и эмерджентности может привести к корректным выводам. Несмотря на обилие неопределённостей в проблемах глубинного строения Земли, необходимо подчеркнуть важность их обсуждения для создания наиболее обоснованной модели. Этот же интерес вызван и методологией системного анализа, его главным методом – от общего к частному.

В отношении причин зарождения или выделения ядра из общей земной массы

не существует однозначного мнения и неоспоримых критериев, которые позволили бы полностью отмести ряд существующих точек зрения. Можно привести лишь существенные критические доводы, требующие корректировки представлений. В настоящее время большинством исследователей признаётся точка зрения о формировании Земли путём аккреции планетезималей из газопылевого облака. При этом почти все модели рассматривают облако первоначально холодным, аккретированные частицы которого позже, по крайней мере частично, плавятся. В последние годы с учётом данных, полученных с помощью телескопа «Хаббл» о существовании у звёзд раскалённых облаков, некоторые исследователи допускают аккрецию первично раскалённой Земли.

В этой же связи необходимо изучение вопроса о причинах вращения планет вокруг своей оси. Одной из вероятных причин, по мнению автора, представляется разделение общего вихря на несколько частных вихрей. В вихрях их центральные части вращаются с большей угловой скоростью по сравнению с внешними. Это вращение сохраняется в аккретированной планете при сокращении диаметра, а потом может замедляться под действием приливных сил смежных космических объектов. Вихревые структуры в твёрдой Земле стали выделяться и рассматриваться, начиная с работ Ли Сы-гуана [149]. Однако для многих из этих структур сопоставление с вихрями весьма дискуссионно, а порой недопустимо.

Хотя протогеологическая роль вихрей в газопылевых облаках имеет давнюю историю, в геологии ей редко уделяется внимание. Краткое, но существенное обсуждение вихревых структур в космосе и Земле содержится в работе А. В. Викулина [74]. На этой основе обзор представлений о вихрях был приведён в разделе 2.2.3. С учётом этого обзора можно принять в качестве постулата, что согласно космогонии планеты возникают путём аккреции из диска планетезималей. В моделях, где диск используется для объяснения происхождения Земли, его структуру более правомерно считать спиралеобразной, хотя некоторыми исследователями она рассматривается как однородная кольцевая. В аспекте подхода к происхождению Земли из протопланетного облака и планетезималей дальнейшие процессы начального развития Земли, геохимия и геодинамика исследователями понимаются по-разному. Разногласия начинаются с вопросов о зарождении ядра.

В концепциях О. Ю. Шмидта и его ученика и последователя В. С. Сафронова разогревание Земли происходило в процессе аккреции из планетезималей газопылевого диска при росте нагрева под действием соударения частиц. Энергии ударов по расчётам В. С. Сафронова было достаточно для выплавления железного ядра.

Мнение о последовательном образовании железного ядра и силикатной мантии в планетах земной группы при гетерогенной их аккреции высказывали А. П. Виноградов [75], а затем и ряд зарубежных учёных (P. H. Wänke, G. Dreibus, 1988; H. S. O'Neill, H. Palme, 1997). Они полагали, что вначале аккретировалось железное ядро, а потом на него наседал хондритовый материал. Иначе говоря, данный процесс имел место не позже катархея, или Hadean, т. е. 4–4,6 млрд лет назад. Астрофизики приводят доводы о малой величине гравитационного взаимодействия между частицами для такого процесса. При этом не рассматривается возможность дополнительного эффекта магнитного «слипания» железистых частиц.

Наиболее развёрнутую картину истории Земли предложил О. Г. Сорохтин [231, 232] совместно с С. А. Ушаковым [233, 234]. В их исследованиях следует отметить важную сторону в аспекте системного подхода к решению весьма широкого комплекса проблем жизни Земли и дедуктивном подходе к их анализу. Подобных книг в геологической литературе мало. В них сосредоточены как крупные достижения, так и просчёты в решении ряда поднятых нестандартных проблем, которые ранее мало обсуждались, но представляют большой интерес. Выявленные просчёты имеют и свою положительную сторону, так как нацеливают на

поиски более приемлемых альтернативных решений.

В монографии О. Г. Сорохтина, С. А. Ушакова [234] отмечается, что для создания общей теории планетарного развития всей Земли нужен единый и последовательный физический подход ко всей проблеме в целом. Принимаются как исходные следующие положения (*курсив далее мой*. – А. Б.):

1. Развитие Земли согласно первому закону термодинамики происходит под влиянием процессов, максимально уменьшающих её внутреннюю энергию, переходящую в тепло, безвозвратно излучаемое в космическое пространство, а потому развитие Земли необратимо.

2. Главные источники эндогенной энергии Земли следует искать внутри планеты, так как энергия приливных сил космических взаимодействий не превышает 1 %.

3. Глобальная эволюция Земли должна описываться уравнениями математической физики, решение которых возможно, если задаться начальными условиями (время образования, строение и состав первичной Земли) и граничными (строение и послойный состав современной Земли и вся её геологическая летопись).

4. Землю с её геосферами (ядром, мантией, корой, гидросферой, атмосферой, биосферой) следует рассматривать как *единую* динамическую систему, определённую внутренними связями. *Механические перемещения* в Земле *нельзя отрывать от* развивающихся в её недрах *физико-химических процессов*, приводящих к изменениям состава, плотности и объёма вещества. Необходимо учитывать, что механические *деформации* сами приводят к разогреву *и даже плавлению вещества*. Требуется рассмотрение всех процессов в пространстве и времени.

5. Скорость развития большинства эндогенных процессов сдерживается высокой *диффузионной* вязкостью земного вещества, что увеличивает их длительность до миллионов и миллиардов лет.

Эти постулаты и основы методологии используются при построении общей теории глобальной эволюции Земли. Далее отмечается, что «*энергетический подход* к изучению глобальной эволюции Земли в сочетании с привязкой к конкретной геологической летописи позволяет выделить и ранжировать по мощности главные планетарные процессы, управляющие эволюцией Земли. После изучения каждого из таких управляющих процессов можно оценить их суммарное воздействие на тектоническую активность Земли и на отдельные проявления этой активности. В свою очередь, лишь всесторонний и комплексный подход к изучению геологических явлений и процессам как к частным формам наиболее общего и глобального процесса развития всей Земли в целом позволяет объяснить многие проблемные вопросы». К ним О. Г. Сорохтин и С. А. Ушаков относят разделы геодинамики, тектоники и металлогении. При этом подчёркивается, что разработанная теория глобальной эволюции Земли «возникла за счёт органического слияния и дальнейшего совместного развития тектоники литосферных плит, современной космогонической концепции о происхождении Земли и гидродинамической теории, описывающей конвективный массообмен в мантии».

В качестве предварительного замечания к постулатам и методологии (до рассмотрения и критического анализа концепции) необходимо отметить следующее.

Четвёртый постулат предлагает рассматривать всю Землю как единую динамическую систему, определённую внутренними связями. С позиций системного анализа это очень важно. Но при этом нельзя не оговорить, что «определённые внутренние связи» в ней весьма разные и действуют они с разной силой на разные расстояния. Поэтому сразу должна быть определена иерархичность системы, насколько связи, регулирующие *физико-химические процессы*, изменяющие состав, плотность и объём вещества в малых системах, могут суммироваться и отражаться на закономерностях перемещения крупных систем. Без этого постулат как бы сразу «заметает под ковёр» принцип эмерджентности систем. Утверждение, что механические *деформации* са-

ми приводят к *плавлению* вещества, принять нельзя.

Рассматриваемая теоретическая модель строится в глобальном масштабе, а свойства вязкости в ней относятся только к молекулярным процессам – диффузии. Вязкость как свойство среды, определяющее зависимость скорости пластической деформации от касательных напряжений, несомненно, играет важнейшую роль в механических перемещениях сплошных сред крупных и мелких по размеру систем. Пластическая деформация, как известно, может осуществляться макроскопически по поверхностям наибольших касательных напряжений, а микроскопически путём молекулярных процессов – двойникования, трансляции, пластинкования, диффузии, дислокации, перекристаллизации. Диффузия осуществляет переход атомов (ионов) при направленных тепловых колебаниях с одних узлов кристаллической решётки на другие, в том числе на вакантные («дырки», по Я. И. Френкелю) [81]. Используемый далее в концепции О. Г. Сорохтина бародиффузионный механизм дифференциации отражает в большей мере процесс перекристаллизации, чем диффузии. Однако ни тот, ни другой в силу того что они определяются молекулярными химическими связями, неприемлемо использовать для характеристики движения вещества в крупных системах на громадные расстояния.

Попытка О. Г. Сорохтина и С. А. Ушакова представить единую систему взаимосвязи планетарных структур и породившей их геодинамики, несомненно, надо отнести к замечательному произведению по созданию виртуальной модели Земли. Но это не избавляет его от критического анализа. Наоборот, такой анализ необходим, так как выявляет слабые стороны предложенной концепции, побуждает искать иные постулаты, которые должны лежать в её основе, а также другие механизмы структурообразующих процессов.

Общее замечание к работе О. Г. Сорохтина – её безальтернативность, которая приводит к ортодоксальности научных суждений. В широком комплексном подходе имеются случаи нарушения принципов системного анализа, когда эмерджентные свойства одних систем распространяются на системы иного иерархического уровня, где эти свойства не обеспечиваются теми же связями.

Результаты исследований О. Г. Сорохтина, касающихся обсуждаемых проблем, в частности конвекции и дифференциации вещества, необходимо рассмотреть подробнее. Они замечательны тем, что охватывают весьма широкий круг вопросов на стыке геологии и геофизики, включают интересные наглядные модели развития общей структуры Земли, обращают внимание на самые ранние процессы образования планеты, которые редко изучаются геологами, недостаточно учитываются при интерпретации тектоники.

По заключению Л. П. Зоненшайна – известного учёного и последовательного сторонника концепции тектоники плит: «Модель химико-плотностной конвекции, разработанная О. Г. Сорохтиным и А. С. Мониным, является наиболее строгой, всесторонне объясняющей процессы, происходящие внутри Земли, и связывающей с ними тектонические движения и магматизм» [107]. Со своей стороны, О. Г. Сорохтин и С. А. Ушаков пишут: «С появлением теории тектоники литосферных плит положение в геологии резко изменилось. Можно с полной ответственностью утверждать, что сейчас в геологии уже существует своя *строгая теория*, полностью соответствующая всем высоким требованиям, предъявляемым к современным научным теориям. Важно также, что эта теория объединила три главных раздела в науках о Земле: собственно геологию, геохимию и геофизику» [234]. Чтобы снять дискуссию относительно такого определения между сторонниками тектоники плит, с одной стороны, и их критиками и противниками, ставящими концепцию новой глобальной тектоники в разряд гипотезы, с другой, приведу определение В. Н. Спицнаделя: «*Теория* – совокупность знаний, образующих систему на основе некоторых

общих положений. Иначе – это система знаний, пронизанная общими положениями, часто называемыми идеями теории. Природа общих положений может быть различной. В качестве общих положений могут выступать качественные и количественные закономерности. В науке различают теории разного уровня. Самым высоким уровнем является дедуктивная теория» [236]. То есть надо признать данную концепцию теорией. И одной из важных сторон этой теории явилось то, что она обращает внимание на системный подход – рассмотрение проблем с широких позиций, среди которых важным является анализ соотношений системы с внешней средой. Говоря о месте теории тектоники плит в методологии построения общей теории глобальной эволюции Земли, О. Г. Сорохтин пишет: «Воистину, чтобы увидеть лес, надо было выйти из него и посмотреть со стороны». Такой стороной оказался океан. «Изучение геологического строения, состава и динамики Мирового океана позволило выделить новые идеи о природе глобальных процессов, определяющих развитие земной коры и всей Земли в целом. Новая геологическая теория (тектоника литосферных плит) привела к глубокому преобразованию классических геологических представлений». С позиций философского подхода к реальности и жизненного опыта, такая точка зрения не только справедлива, но и необходима при восприятии предметов и явлений. Она же высказана в стихотворной форме С. А. Есениным: «Лицом к лицу – лица не увидать! Большое видится на расстояньи», и является важным принципом системного анализа.

Что же касается того, что модель химико-плотностной конвекции, разработанная О. Г. Сорохтиным и А. С. Мониным, является строгой, как считает Л. П. Зоненшайн, то такая характеристика весьма спорна. В её положениях, на самом деле оказывается много весьма дискуссионных допущений, а выводы делаются с нарушением принципов системного анализа, в частности принципов масштабности, эмерджентности. Вместе с тем ряд положений, касающихся процессов конвекции и дифференциации вещества, используется далее в модели тектоники плит. Приписываемая этой теории видимая «строгость» сохраняется, если не рассматривать альтернативных положений. На некоторых сторонах таких положений мы остановимся.

Существующие геодинамические модели побуждают рассмотреть их корректность, однозначность предлагаемых или возможность иных трактовок. То есть в системный анализ, который последует далее, необходимо включить рассмотрение альтернативных моделей. Наиболее крупной, обобщающей разные стороны геодинамики, является модель, разработанная О. Г. Сорохтиным [231, 234]. На неё, как и на ряд других, изучающих геодинамические основы минерагении, опирается ставшее распространённым дискуссионное представление о том, что субдукция плит осуществляется до ядра Земли. Насколько прочен фундамент такого представления? Наконец, важно оценить корректность проведённого комплексного анализа с позиций принципов методологии системного анализа, изложенных в главе 1.

В соответствии с концепцией О. Ю. Шмидта О. Г. Сорохтин считает, что зарождение Земли произошло «благодаря *гомогенной* и холодной аккреции протопланетного *газопылевого облака*, предварительно *прошедшего* под влиянием солнечного ветра, светового давления, кратковременного повышения температуры и магнитной сепарации *исключительно сильную дифференциацию* вещества ещё *на доаккреционной стадии* его развития. В результате такой дифференциации протопланетного вещества в зоне формирования Земли и Луны из первичного облака *практически полностью были удалены все газовые компоненты исходного вещества*, оно было резко обеднено гидросиликатами, карбонатами и серой, а также заметно обеднено щелочами и некоторыми другими легкоплавкими элементами» [234] (*здесь и далее курсив мой*. – А. Б.). Это важный постулат, на котором строится модель последующего развития Земли. Дифференция земного

вещества рассматривается не в процессе аккреции, а уже в твёрдой Земле, аккретированной из однородной массы, до этого прошедшей «*исключительно сильную дифференциацию*». Более того, принят постулат, что ядро выделилось и росло тоже уже в твёрдой Земле за счёт стекания вниз маловязкого железистого вещества. Общую модель дифференциации вещества Земли и процесса выделения ядра демонстрируют рисунки 4.3, 4.4. Первый из них показывает последовательность зонной дифференциации, второй – последовательность изменения масштабов конвективных ячей во времени и в глубину Земли.

Механизм зонной дифференциации вещества Земли представляется следующим [232]: «Распад радиоактивных элементов в катархее согревал Землю более или менее равномерно по всему её объёму. *Разогрев* земного вещества *приливными деформациями* был неравномерным и в основном происходил *в верхних частях* экваториального пояса Земли. В нём же в самом начале архея возникла первая астеносфера на глубинах около 200–400 км. *Там геотерма* разогревающейся Земли *достигла уровня начала плавления железа и силикатов*». То есть сочетание энергии радиоактивного распада химических элементов и приливной энергии от космических воздействий приводило, по О. Г. Сорохтину, к такому нагреву на глубинах современной верхней мантии, что происходило плавление. В первичном веществе Земли, по оценкам О. Г. Сорохтина, содержалось около 13 % металлического железа, поэтому дифференциация земного вещества была связана с сепарацией расплавов металлического железа от силикатов земного вещества. «Дальнейшее развитие дифференциации происходило по механизму зонного плавления земного вещества, впервые подробно рассмотренному А. П. Виноградовым и А. А. Ярошевским (1965, 1967), принявшими за основу функционирование нереального источника радиогенной энергии». По О. Г. Сорохтину, в молодой Земле существовал иной источник энергии, способный поддерживать процесс зонной плавки земного вещества *незатухающим*. Этот источник – гравитационная дифференциация: «Как только содержащееся в первичном земном веществе свободное *железо стало плавиться*, процесс дальнейшей дифференциации Земли уже мог самостоятельно распространяться и вверх и вниз только *за счёт высвобождения гравитационной энергии*. Энергия эта генерировалась в самом астеносферном слое (в слое расплавленного железа) благодаря опусканию вниз тяжёлых расплавов железа и всплыванию вверх (флотации) более лёгких силикатов. *Термический расчёт* процесса зонной плавки мантии в молодой Земле показывает, что этот процесс сопровождался *выделением значительной гравитационной энергии*, которая *тратилась на прогрев* земного *вещества*, *подстилающего слой расплавленного железа*, на расплавление железа и его *перегрев*». «На глубинах, превышающих 860 км, помимо железа стала выплавляться и окись железа FeO, концентрация которой в первичном веществе достигла 24 %. Это придало новый импульс зонной дифференциации Земли в архее». С этим процессом О. Г. Сорохтин связывает перегрев верхней мантии и выплавление коматиитовых лав. Обратим внимание, что зонную плавку модель О. Г. Сорохтина предусматривает сверху вниз, а не снизу вверх, как в модели А. П. Виноградова.

Соглашаясь с О. Г. Сорохтиным в отношении критики модели зонной плавки под воздействием энергии радиоактивного распада, следует обратить внимание на весьма спорные положения в представленной концепции. В ней априори принято как постулат то, что дифференциация происходила в твёрдой Земле, а не в процессе аккреции, как считали А. П. Виноградов и его единомышленники, не говоря уже о возможной аккреции частиц из раскалённого облака по существующей модели «горячей Земли» (модель Г. А. Гамова). В модели, кроме представления о тепле радиоактивного распада элементов и приливных силах в экваториальном поясе малой глубины, нет обоснования, почему именно вверху появились расплавы железа? Насколько вели-

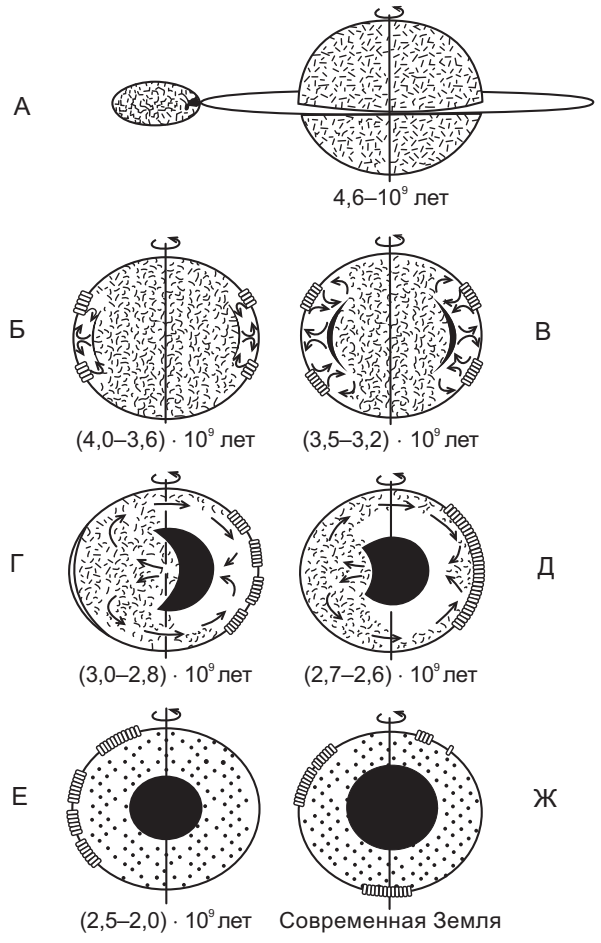


Рис. 4.3. Последовательные этапы развития процесса зонной дифференциации земного вещества и формирования плотного ядра Земли, по [232].

Чёрное – расплавы железа и его оксидов; белое – деплетированная мантия, обеднённая железом, его оксидами и сидерофильными элементами; чёрточки – первичное земное вещество; радиальная штриховка – континентальные массивы; точки – современная деплетированная мантия.

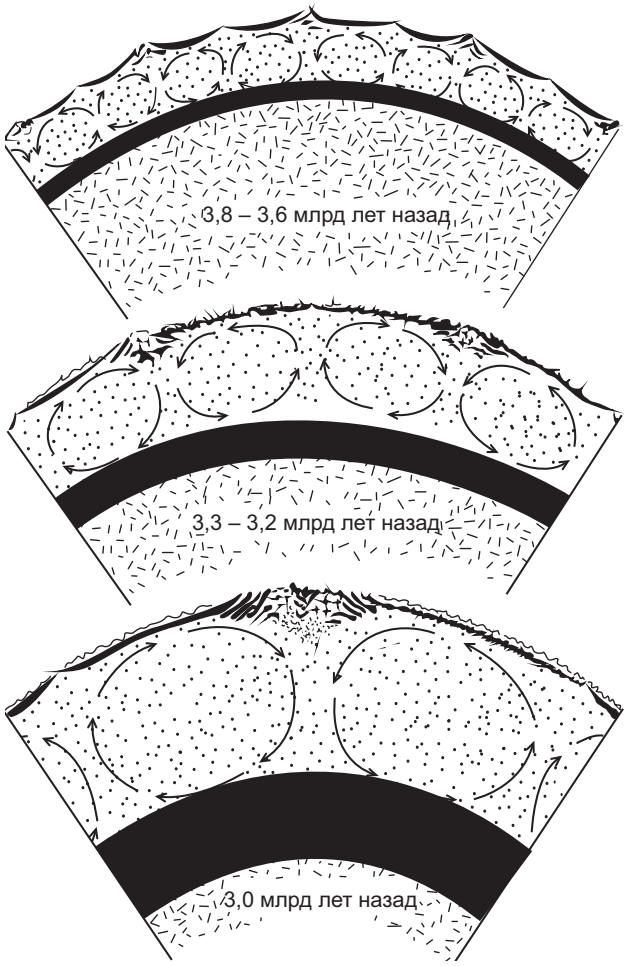


Рис. 4.4. Изменение числа ячеек в конвектирующей мантии архея и формирование зародышей (нуклеаров) архейских континентальных щитов (разрезы относятся к экваториальной зоне и даны в произвольном масштабе), по [232].

Усл. обозн. см. рис. 4.3.

ка разница приливной энергии на разных глубинах при том, что «*распад радиоактивных элементов в катархее согревал Землю более или менее равномерно по всему её объёму*». Современная геотерма Земли имеет один наклон – увеличение температуры вниз, т. е. внизу опущенные холодные массы будут нагреваться, а горячие глубинные при подъёме охлаждаться, как в обычной конвективной системе.

Сама модель, в которой дифференциация осуществляется сверху вниз (от поверхности к ядру Земли), а не снизу вверх, более соответствует перемещению в среде малой вязкости (облаке) в процессе аккреции, без конвекции, т. е. без обратного перемещения отделившегося сиалического материала. Увеличение всестороннего сжатия, вызванного аккрецией, способствует повышению температуры. Проблематичным представляется выплавление железа сверху и опускание его вниз, исходя из ряда трудностей. Величина энергии, «*генерируемой в астеносферном слое, благодаря опусканию вниз тяжёлых расплавов железа и всплыванию вверх (флотации) более лёгких силикатов*», как полагает О. Г. Сорохтин, т. е. за счёт снижения общего гравитационного

потенциала системы, вряд ли столь значительна, чтобы обеспечить дальнейшее плавление. С одной стороны, опускание железа будет приводить к уменьшению гравитационного потенциала, а с другой – флотация силикатов – к его возрастанию. Разность потенциалов приведёт к общему уменьшению гравитационной энергии, но насколько велика, соответственно, возросшая тепловая? Тем более, что взаимосвязанные перемещения будут происходить в малых по размеру системах на малые расстояния, с потерями энергии за счёт преодоления вязкости и сохранения ничтожной доли энергии для такого возрастания температуры, которая могла бы привести к плавлению железа. Кроме того, если по модели железо погружается, то оно попадает в область повышенного давления, где температура плавления повышена.

Отметив, что в связи со сравнительно низкой температурой глубинных областей молодой Земли, а глубже 1000 км с исключительно высокой вязкостью более 10^{27} П, доходящей в центре Земли до 10^{35}–10^{40} П, по предполагаемым оценкам О. Г. Сорохтина, он заключает, что в этих условиях «процесс формирования земного ядра растянулся приблизительно на 1,6 млрд лет (от 4 до 2,6 млрд лет назад). При зонной дифференциации в архее возник кольцевой слой расплавленного железа и его окиси над более лёгким веществом первозданной “сердцевины” Земли» (см. рис. 4.3), что обеспечило гравитационную неустойчивость. Последующее выжимание сердцевины и особые, по автору модели, взаимоотношения Земли с Протолуной привели к асимметрии глубинного строения Земли, представленного в моделях [234]. Выделение ядра сопровождалось снижением вязкости в мантии и интенсивными конвективными течениями, которые перестроили существовавшую тектонику литосферы. Над нисходящим потоком возник первый суперконтинент на рубеже архея и протерозоя.

Далее О. Г. Сорохтин предлагает решение проблемы причин и механизмов дифференциации земного вещества и сопутствующего увеличения массы ядра, существующих в настоящее время. В связи с тем, что при давлениях, соответствующих глубине, близкой к ядру, и температуре плавления силикатов, значительно большей реально ожидаемой геотермы, модель подразумевает следующее: «…выделение окислов железа из силикатов мантии происходит благодаря распаду твёрдых растворов под влиянием *высоких давлений и диффузии окислов железа из кристаллов силикатов в межгранулярные пространства* мантийного вещества (А. С. Монин, О. Г. Сорохтин, 1981). Такое предположение основано на принципе Ле-Шателье и экспериментально установленном явлении распада твёрдых растворов», когда мольный объём раствора превышает сумму мольных объёмов растворённых веществ. Отмечается, что авторам предположения *не известна* «*величина объёмного эффекта смешения окислов железа с силикатами при высоких и сверхвысоких давлениях*». «Под влиянием высоких давлений, превышающих давление первого фазового электронно-фазового перехода, у железа резко меняются физические и химические свойства… Можно предположить также, что реакция распада двухвалентной окиси железа будет происходить благодаря диффузии атомов железа и кислорода из железистых силикатов» [234]. В модели рост современного ядра происходит благодаря бародиффузионному механизму дифференциации земного вещества – отделению «ядерного вещества» Fe_2O от силикатов мантии. Приводится расчёт скорости стекания железа из пограничного слоя Берзон в ядро, объём которого нарастает. Вроде бы логично. А вот растёт ли всё ядро за счёт мантии или не менее логичен и более реален другой механизм дифференциации или кристаллизации вещества внешнего жидкого ядра? Кристаллизация приведёт к снижению мощности внешнего ядра вплоть до ничтожной, в результате чего в будущем исчезнет магнитное поле Земли, подобно тенденции, многими исследователями предполагаемой для других планет. Если бы действовал механизм роста жидкого ядра за счёт опускания тя-

жёлых дифференциатов, то можно было бы ожидать действие подобного механизма в литосфере, а именно рост любого магматического очага за счёт базитовых выплавок из перекрывающих более кислых сиалических масс. Ситуация в магматических очагах нереальная. Базиты могут выплавляться сверху вниз в системе при её подъёме в область декомпрессии с одновременной отсадкой ультрамафитового рестита. Дифференциация в самом очаге осуществляется в малых по объёму системах, приводя к их ритмичной расслоенности.

О. Г. Сорохтин сам отмечает, что предложенный им бародиффузионный механизм дифференциации осуществляется в мельчайших системах, сопоставимых с кристаллами, но далее автор модели создаёт из этих микросистем общую («коммунистическую») планетарную систему дифференциации в твёрдофазной среде. Он пишет: «В дальнейшем мы будем говорить о диффузии окислов лишь *условно, для упрощения изложения*, имея в виду их эффективную диффузию и помня, что в физически твёрдых средах могут дифференцировать только атомы. В связи с тем, что рассматриваемый процесс дифференциации земного вещества определяется как давлением, так и вызванной этим давлением диффузией атомов в кристаллах силикатов, сам процесс дифференциации по такому механизму *мы будем называть бародиффузионным*». Возможность перехода силикатов при больших давлениях в состояние, когда кристаллическая решётка превращается в сумму оксидов, подчёркивается в последние годы Н. Л. Добрецовым, Д. Ю. Пущаровским и другими отечественными и зарубежными петрологами и минералогами. Проблему модели О. Г. Сорохтин видит в другом: «Необходимо вывести эти окислы железа из кристаллов силикатов в межгранулярные пространства. Механизм такого вывода *очевидно может быть* связан только с диффузией. Но обычно диффузия приводит к гомогенизации вещества, а здесь *должна наблюдаться* прямо *противоположная* картина концентрации окислов железа в межгранулярных пространствах и плёнках. Такая ситуация может возникнуть только в одном случае, если на пути диффундирующих атомов существуют энергетические барьеры, позволяющие им перемещаться в одном направлении и затрудняющие возвратные движения. Такие естественные энергетические барьеры возникают на гранях кристаллов и отдельных зёрен», и окислы железа могут накапливаться «за гранями кристаллов в межгранулярных пространствах, где должно возникать устойчивое соединение Fe·FeO (или Fe_2O)». Дальнейший механизм массового стекания этого соединения через переходный слой Берзон в большой резервуар жидкого ядра автор модели не рассматривает. И это естественно, поскольку такой механизм, с одной стороны, не известен, а с другой, чтобы в виртуальной модели превратить бародиффузионный механизм в глобальную конвекцию, придётся нарушить принцип эмерджентности систем, выражающий важное свойство: чем больше система и чем больше различие в размерах между частью и целым, тем выше вероятность того, что свойства целого могут сильно отличаться от свойств частей. Иначе говоря, стекание дифференциата на грань кристалла или в межгранулярные пространства в подавляющем большинстве случаев не обеспечит стекание в большой резервуар, сопоставимый с внешним ядром. Диффузия в мелких системах не суммируется в крупнейший сток вещества на большие расстояния.

Попав в реальный тупик, О. Г. Сорохтин предлагает виртуальный выход для сохранения концепции, нарушая при этом принцип эмерджентности. Он отмечает, что «бародиффузионная сепарация ядерного вещества сопровождается заметной энергией» и предлагает «энергетический подход» к оценке суммарной массы вещества, прошедшего дифференциацию: «Энергетический подход позволяет количественно оценить масштабы конвективного массообмена в мантии. В настоящее время из мантии в земное ядро переходит около $1{,}5 \cdot 10^{17}$ г/год и около 150 млрд т в год ядерного вещества (Fe·FeO). Не следует забывать, что и *тепловая составляющая*

общей конвекции в конце концов *управляется энергией* всё того же главного процесса *химико-плотностной дифференциации* Земли. Поэтому можно утверждать, что в Земле существует смешанная *плотностная химико-тепловая конвекция*». Далее приводится расчёт.

Всего «за время жизни Земли таким путём выделилось примерно $1{,}3 \cdot 10^{37}$ эрг, или около 6,5 % общей энергии гравитационной дифференциации Земли». Масса вещества, прошедшего дифференциацию и участвующего в конвекции, определяется О. Г. Сорохтиным по скорости современного конвективного массопереноса в мантии, приблизительно равного $6 \cdot 10^{18}$ г/год, или $1{,}9 \cdot 10^{11}$ г/с. Была подсчитана масса мантийного вещества, участвовавшего в конвекции за период 4 млрд лет. Оказалось, что она в 12,5 раз больше массы Земли и примерно в 18,7 раза больше массы современной мантии. Отсюда после архея (2,6 млрд лет) получается, «если принять, что при химико-плотностной конвекции в мантии один конвективный цикл соответствует полному обороту вещества, то находим, что за протерозой и фанерозой существовало 7,1 цикла». «При химико-плотностном конвективном обмене в мантии, по-видимому, происходит чередование одноячеистых и двухъячеистых структур (О. Г. Сорохтин, 1974; А. С. Монин и др., 1987). Тогда можно ожидать, что после архея существовало, например, три одноячеистых и четыре двухъячеистых конвективных структур. Поскольку при возникновении одноячеистых конвективных структур в мантии должны формироваться единые суперконтиненты, можно ожидать, что после архейского суперконтинента Моногеи, т. е. уже в протерозое и фанерозое, должны существовать три суперконтинента: Моногея Штилле, Мезогея (или Родиния) и Пангея Вегенера. Во время двухъячеистых конвективных структур суперконтиненты должны разрушаться и их осколки – обособившиеся материки – центробежно дрейфовать друг от друга».

Поддерживая в принципе положение о распаде суперконтинента на обособившиеся материки в результате смены структуры общепланетарной конвективной системы, о чём пойдёт речь в главе 5, отметим ещё одну сторону «химико-плотностной конвекции», а именно спорную корректность модификации уравнения Рэлея, описывающего условия конвекции, и вытекающую из этой модификации субдукцию до ядра Земли, которую О. Г. Сорохтин использует в предложенной им модели.

Для случая химико-плотностной конвекции в уравнении Рэлея (см. формулу 3.2) коэффициент температуропроводности заменяется на коэффициент диффузии химических неоднородностей D с той же размерностью (см^2/с).

$$R_g = (\Delta\rho \cdot g \cdot H^3) / (D \cdot \eta), \qquad (4.1)$$

где: R_g – критическое число Рэлея; $\Delta\rho$ – средний перепад плотности, образующийся за счёт изменения химического состава вещества мантии в процессе его дифференциации на поверхности земного ядра (в расчётах принимается $\Delta\rho = 0{,}017$ г/см^3); g – ускорение силы тяжести; η – вязкость; H – толщина слоя мантии (какого слоя О. Г. Сорохтин не указывает, но в расчётах учитывает мощность всей мантии).

Для оценки предложения О. Г. Сорохтина использовать коэффициент диффузии при конвекции необходимо ещё раз напомнить о сущности числителя и знаменателя формулы оригинального уравнения Рэлея. Числитель представляет движущий фактор процесса конвекции (архимедова сила в определённом объёме), а знаменатель – фактор, тормозящий перемещение, в виде вязкости среды и коэффициента релаксации архимедовой силы за счёт скорости выравнивания температуры (температуропроводности) или иной причины, снижающей разуплотнение. Это разуплотнение подразумевает разницу плотности между основанием системы (с меньшей плотностью) и её верхом (с большей плотностью). Принимая разуплотнение 0,017 г/см^3 в малой по размеру системе, регулируемой процессом диффузии, совершенно очевидно, что мощность мантии нельзя считать

размерным параметром этой системы. Это ясно, если посмотреть на график возрастания плотности с глубиной по разрезу земного шара (см. рис. 2.13). Процесс конвекции может начаться, когда происходит подъём положительной фазы волны глубинных масс меньшей плотности (нагретых или разуплотнённых по иной причине) относительно отрицательных фаз волн, в которых опущены более плотные массы.

О. Г. Сорохтин при заданной им вязкости не указывает источник оценки коэффициента диффузии 10^{-20}–10^{-22} см^2/с. Но можно отметить примечательный факт: абсолютная величина показателя степени при десятичном основании для диффузии и вязкости одинакова, но она отрицательная для диффузии и положительная для вязкости. Это вполне объяснимо, так как согласно уравнению Стокса-Эйнштейна в жидкостях:

$$D_{t1} : D_{t2} = (T_1 \cdot \eta_{t2}) : (T_2 \cdot \eta_{t1}), \qquad (4.2)$$

где: D_{t1} и D_{t2} – коэффициенты диффузии при абсолютных температурах T_1 и T_2; η_{t2}, η_{t1} – динамическая вязкость растворителя при соответствующей температуре.

Иначе говоря, коэффициент диффузии обратно пропорционален вязкости, если температура одинаковая. Поэтому при заданных О. Г. Сорохтиным вариациях вязкости и коэффициента диффузии их произведение в знаменателе модифицированного уравнения Рэлея будет равно или близко к единице.

Если предположить, что диффузионный механизм представляет конвекцию, то, задавшись первым критическим числом Рэлея, равным 1700 [146], и подставив его в уравнение, используя $\Delta\rho$ = 0,017 г/см^3, ускорение силы тяжести g = 1000 см/с^2 (или на половину меньшее вблизи ядра), получим значение H порядка 4–6 см. Если же диффузия представляет более близкий по сути вариант конвекции жидкости в пористой среде, то согласно расчётам В. П. Трубицына [250] число Рэлея в этом случае равно 40. Тогда получим значение H около 1,7 см. Такая величина H свидетельствует о том, что при заданных параметрах коэффициентов диффузии и вязкости, при значениях первого критического числа Рэлея мы попадаем в область систем с размерами, измеряемыми единицами сантиметров, т. е. в обстановку с размерами кристаллов. Именно в кристаллах или в межгранулярных пространствах О. Г. Сорохтин отмечает бародиффузионную дифференциацию. А вот механизм стока железа из малых систем в крупнейший резервуар жидкого ядра в модели не обосновывается. Он очень проблематичен. О. Г. Сорохтин уходит от прямого решения этого вопроса, заменяет его «энергетическим подходом», суммируя энергию частных систем, и относит эту сумму к энергии конвекции громадных масс мантии на расстояния, сопоставимые с её мощностью в 2500 км. Отсюда далее делается вывод об общемантийной конвекции с неоднократной субдукцией литосферных плит до ядра Земли. В связи с рассмотренными выше проблемами такое обоснование субдукции плит до ядра Земли не представляется корректным. Об этом же свидетельствует то, что на активных окраинах зоны очагов землетрясений не прослеживаются на глубинах более 700 км, а лишь только предполагаются по другим косвенным данным (см. гл. 6).

Те же проблемы возникают и в отношении более глубинных процессов, а именно происхождения и роста общего размера ядра Земли. Если мы используем диффузионный механизм перемещений, то, как показано выше, аппроксимируем его конвекцией в чрезвычайно малых по размеру системах, где движущим механизмом является градиент концентраций, а не гравитационные силы. Поэтому в числитель уравнения Рэлея в качестве размерного параметра следует ставить размерный параметр малой системы, если в знаменателе стоит коэффициент диффузии. То есть при малой мощности железного слоя он не будет опускаться целиком, а распадётся по простиранию на серию мелких волн с опусканием небольших фрагментов на ограниченную глубину. На этом закончится конвекция, которая не перейдёт в весьма крупную, глобальную по масштабам,

подобную модели О. Г. Сорохтина. Отсюда вывод: бародиффузионный механизм дифференциации вещества, вероятнее всего, не приведёт ни к нарастанию размеров ядра, ни к общемантийной конвекции.

На основании изложенного следует заключить, что дифференциация Земли по составу происходила как при аккреции протовещества (схема А. П. Виноградова), так и в аккретированном её состоянии. Дифференциация масс большой вязкости обусловлена конвекцией, очень медленно протекающей в крупных системах, а в малых по размеру фрактальных системах имела место химическая дифференциация, которая могла происходить на фоне перемещения масс конвективными потоками. То есть необходимо чётко разделять системы по их масштабности: 1) крупные, имеющие гравитационные связи между своими компонентами и с окружающей средой; 2) малые и весьма малые системы, имеющие иные, а именно химические (электрохимические) связи, действующие на малые расстояния. По-видимому, не следует преувеличивать возможности и роль химической дифференциации при общемантийной конвекции, при которой имели место фазовые переходы в веществе мантии, не приводящие к существенному разделению вещества на крупные (десятки–сотни километров и более) объёмы с разным химическим составом. Бародиффузионные процессы вряд ли можно рассматривать применительно к крупной системе в целом, а не к сумме мелких систем, перемежающихся с иными системами. Отсюда вытекает, что бародиффузионый механизм преобразования вещества не будет приводить к конвекции в среде большой вязкости. Другими словами, попытка построения большеобъёмной «коммунистической» системы отдифференцированного от мантии вещества путём бародиффузионного механизма в мелких (масштаба кристаллов) частных системах представляется интересной и заманчивой. Однако при этом проглядывает не вполне корректное использование в уравнении Рэлея объёмного параметра: возводится в третью степень мощность мантии, хотя диффузионная дифференциация осуществляется в изолированных малых объёмах – кристаллах. При этом тип связей элементов в малых системах автоматически распространяется на тип связей элементов больших систем, тем самым не учитывается принцип эмерджентности. Таким образом, модель становится некорректной с позиций системного анализа. Поэтому нельзя быть уверенным, а тем более утверждать, что бародиффузионная дифференциация – главный фактор в выделении жидкого ядра Земли. Более приемлемой выглядит модель дифференциации ныне глубинного вещества в процессе аккреции частиц протопланетного облака, как подразумевает модель, предложенная А. П. Виноградовым.

В модели О. Г. Сорохтина проблематичным является и начало конвекции сверху вниз (по типу аваланшей японских исследователей). Трудно представить реальные условия для начала выплавления железа в мантии от её верхних планетарных слоёв к нижним. В мелких системах подобное возможно при адвекции слоёв и их декомпрессии (см. раздел 7.2.2). Для планетарной системы значительно более вероятна модель А. П. Виноградова, в которой железистые массы (метеориты, планетезимали) опускаются к центру газопылевого облака (вихря!) в процессе дифференциации вещества в «облачно-космической» среде малой вязкости при аккреции.

Отмеченные вопросы проблемы показали, что, анализируя современную структуру Земли, необходимо обращать особое внимание на «догеологическую» историю планеты, в частности вернуться к рассмотрению проблемы соотношений Земля – Луна, впервые остро поставленной Дж. Дарвином, а также к проблемам аккреции, затронутым академиком А. П. Виноградовым. В этом аспекте именно исследования О. Г. Сорохтина заставляют снова уделить внимание этим проблемам и, кроме того, критически отнестись к исследованиям его последователей в отношении мантийной конвекции.

В этой группе исследований можно выделить два направления. Первое разбирает одноярусную или независимую много-

ярусную конвекцию, а второе рассматривает перестройку одной схемы планетарной конвекции на другую, приводящую к неоднократным расчленениям и сборкам континентов. Все модели имеют свои достоинства и недостатки.

Первое направление представляют разработки Л. И. Лобковского и В. Д. Котелкина [150, 151]. При этом Л. И. Лобковский отмечает: «С самого начала договоримся об одном принципиальном положении модели, связанном с признанием "барьерного" характера границы между верхней и нижней мантией, обусловливающем двухъярусный тип мантийной конвекции… Дискуссия о том общемантийная или двухъярусная конвекция (с раздельными ячейками в нижней и верхней мантии) сводится к геодинамической роли поверхности шпинель-перовскитового перехода на глубине 670 км (эндотермический переход) с отрицательным градиентом температуры на кривой Клапейрона-Клаузиуса. Дополнительный нагрев или охлаждение среды вблизи границы фазового перехода будет смещать её соответственно вверх или вниз и приводить к дополнительной архимедовой силе, стремящейся вернуть границу в исходное равновесное состояние. Этот механизм создаёт барьерный эффект для вертикальных конвективных движений на глубине 670 км». То есть в данной разработке, как, впрочем, и во многих модельных геодинамических схемах других авторов, сначала предлагается постулат (или постулаты) в стиле «с самого начала договоримся».

Предложенная Л. И. Лобковским и В. Д. Котелкиным двухъярусная термохимическая конвекция в мантии базируется на трёх положениях: 1) основная генерация положительной плавучести (создание относительно лёгкого вещества) происходит на границе ядро – мантия в результате развивающейся здесь гравитационной дифференциации *мантийного* вещества; 2) основная генерация о*трицательной плавучести* (*создание* тяжёлого вещества) происходит *в верхней мантии*, в зонах субдукции океанской коры *за счёт её эклогитизации*; 3) конвекция имеет две основные моды: двухъярусную, когда ячейки в нижней и верхней мантии развиваются без обмена веществом через разделяющую их фазовую границу, и одноярусную, которая характеризуется прорывом через фазовую границу вещества нижней мантии в верхнюю и наоборот. К этим положениям авторы добавляют, что *тонкий слой лёгкого вещества имеет химическое происхождение* в результате дифференциации нижнемантийного вещества у границы с ядром. «Лёгкий подслой накапливается во время гидродинамического застоя».

Рассмотрены результаты численного моделирования конвекции при разуплотнении от 0,15 до 0,5 г/см^3 и критическом числе Рэлея, равном 10^6. Л. И. Лобковский и В. Д. Котелкин отмечают: «*Вопрос о конкретном механизме образования лёгкого подслоя требует отдельного исследования и выходит за рамки данной работы*» [150]. По этому поводу следует сделать три замечания.

Во-первых, генерация положительной плавучести происходит на границе с ядром в результате гравитационной дифференциации мантийного вещества, т. е. в среде большой вязкости, а не в жидком ядре. Реальная петрологическая сущность дифференциации остаётся «за кадром».

Во-вторых, раз уж авторы пишут о химическом происхождении слоя в результате дифференциации мантийного вещества во время гидродинамического застоя, то для конкретного механизма дифференциации остаётся мало вариантов. В широко известных расслоенных базит-ультрабазитовых магматических комплексах мощность дифференцированных слоёв измеряется метрами и сантиметрами, а не километрами. То есть подобный механизм не может создать «лёгкий подслой» такой мощности, который мог бы вызвать глобальную гравитационную неустойчивость и соответствующую по масштабам конвекцию. Спровоцировать адвективную ветвь конвекции в мантии могут реально фиксируемые сейсмотомографией волнообразные подъёмы поверхности ядра, которое не находится в состоянии плотностной инверсии по отношению

к мантии. Мелкие конвективные системы при этом могут зародиться. Главной же причиной конвекции в больших масштабах следует признать термическое разуплотнение во фрактальных волновых осложнениях ядра, а не плотностную дифференциацию с проблематичной химической природой. То есть здесь модель Л. И. Лобковского и В. Д. Котелкина, подобно модели О. Г. Сорохтина, встаёт в тупик в вопросе реального механизма крупномасштабной химической дифференциации. Более правомерно было бы предположить, что дифференциация происходит не внизу высоковязкой мантии, а в жидком ядре. При этом жидкое ядро будет не расти, а сокращаться. Кроме того, в нём со временем исчезнет «жидкая» железная фаза и прекратится движение сфер, возбуждающих магнитное поле, которое станет слабее и со временем исчезнет, как у некоторых планет.

В-третьих, второй постулат выдаёт следствие за причину. По нему создание отрицательной плавучести происходит за счёт эклогитизации, а не потому, что толщи попадают при погружении в обстановку литостатического давления, отвечающего эклогитовый фации метаморфизма окружающей среды. То есть Л. И. Лобковский и В. Д. Котелкин применяют тот же приём, что и Е. В. Артюшков [8], считающий эклогитизацию причиной опускания масс при формировании бассейнов типа Чёрного моря, обладающих земной корой без гранитного слоя, но очень мощным осадочным слоем (см. гл. 9).

Многие вопросы механики конвекции в геологии разработаны В. П. Трубицыным. Большой отклик геологов-тектонистов получила серия его работ по основам тектоники плавающих континентов [248]. В них предложена теоретическая тектонофизическая модель периодического во времени расчленения суперконтинента на части и последующей сборки континентов в новый суперконтинент как следствие изменения глубинного термического режима Земли. Представлены возможные схемы мантийной конвекции на основе численного моделирования: 1) модель с одним континентом при слабой (стационарной) тепловой конвекции с числом Рэлея, равным 10^4; 2) модель с пятью континентами при интенсивной (нестационарной) конвекции с числом Рэлея, равным 10^6. В первой модели предполагается, что неподвижный континент сначала подавляет мантийную конвекцию под собой и расширяет конвективную ячейку. Далее, через несколько сотен миллионов лет, после прогрева мантии под континентом возникает горячий восходящий мантийный поток. Он способствует расколу континента на части, иначе говоря, тому, что в реальности описывал Альфред Вегенер. Поскольку континенты не фиксированы в пространстве, а согласно плейт-тектонической модели плавают по мантии, то, по мнению В. П. Трубицына, их влияние на структуру мантийной конвекции оказывается ещё более сильным. Во второй модели именно нестационарная конвекция определяет, что форма и положение мантийных потоков постоянно изменяются, движение каждого из континентов становится несвободным и более сложным, они сталкиваются, опосредствованно через мантию изменяют структуру конвекции. В. П. Трубицын отмечает, что представленная им модель доказывает только принципиальную возможность образования и распада суперконтинентов без непосредственной привязки к реальной Земле. Первая модель с числом Рэлея, равным 10^4, не противоречит реальности, а вторая вряд ли приемлема.

Следует отметить, что модели ряда исследователей обладают общим пороком. Использование очень больших чисел Рэлея в крупных по размеру (глобальных 10^7 м и провинциальных 10^6 м) конвективных системах Земли в средах большой вязкости (соответственно 10^{23}–10^{25}, 10^{20}–10^{22} П) не оправдано. Глобальные и провинциальные системы выражены на поверхности Земли линейными (срединно-океанические хребты) и ячеистыми (окраинные моря, фундаменты платформ) формами, что соответствует критическим числам Рэлея 1700 и 10^4, т. е. процессы идут при условиях конвекции, близких к этим числам.

В ряде геодинамических моделей, разработанных геофизиками (В. П. Трубицыным, Л. И. Лобковским, В. Д. Котелкиным и др.), нередко фигурируют числа Рэлея, равные 10^6. Только при таких числах начинают функционировать созданные виртуальные модели, геологическая реальность которых становится проблематичной. Провинциальная модель с чрезвычайно быстрой субдукцией литосферных плит до ядра Земли, со ссылкой на разработки К. Конди [293] и П. Тэкли [331], используется О. М. Розеном [210] для обоснования процессов на границе с ядром Земли, приводящих при подъёме ранее погружённых масс к алмазообразованию. Модель нельзя признать корректной. Соседство на Земле валообразных и ячеистых конвективных систем, характеризуемых первым и вторым критическими числами Рэлея, позволяет заключить, что в земных недрах условия для конвекции не столь значительно превосходили эти критические значения. Это же можно подтвердить и приблизительными расчётами.

Из формулы Рэлея (формула 3.2) следует, что $\Delta\rho = R \cdot a \cdot \eta / g \cdot H^3$. При мощности мантии около $H = 2500$ км $= 25 \cdot 10^7$ см, ускорении силы тяжести $g = 10^3$ см/с^2, вязкости $\eta = 10^{25}$ П, коэффициенте температуропроводности (релаксации) $a = 10^{-2}$ см^2/с, $R = 1700$ получим разуплотнение в нижнем слое конвективной системы $\Delta\rho = 0{,}1$ г/см^3. При $R = 10^4$ разуплотнение должно быть 0,6 г/см^3. Получить такое разуплотнение за счёт дифференциации трудно, но можно. При $R = 10^6$ необходимо $\Delta\rho$, равное 60 г/см^3, что выходит за рамки разумного. Можно получить меньшие значения разуплотнения при снижении вязкости, соответственно, на десятичные порядки. Но в этом случае получим новые противоречия.

Подобного рода контрольные расчёты для оценки реальных критических чисел Рэлея (формула 3.1) можно сделать на основе температур, за счёт которых может происходить разуплотнение. Если задаться реальными значениями (в той же системе CGS) плотности около 3,3 г/см^3, коэффициентов температуропроводности $a = 10^{-2}$, температурного расширения $\beta = 3{,}3 \cdot 10^{-5}$, мощности астеносферы $H = 300$ км, или $H^3 \approx 3 \cdot 10^{22}$ см^3, её вязкости $\eta = 10^{20}$П, величины первого критического числа Рэлея $R_1 = 1700$, то получим необходимую разность температур в подошве и кровле слоя порядка 500°, а при $R_2 = 10^4$ около 2500°. Первая величина реальна, вторая маловероятна, а в случае увеличения числа Рэлея на порядок получим несуразные разности температур (25 000° и более). То есть при создании моделей конвекции в глубинах Земли «играть» величиной критического числа Рэлея надо с осторожностью.

Отметим, показанные приблизительные расчёты сделаны при допущении того, что разуплотнение глубинных масс при их подъёме на громадные расстояния относительно окружающей среды не исчезало. Это проблематично.

Таким образом, к рассмотренным моделям Л. И. Лобковского, В. Д. Котелкина, В. П. Трубицына есть общее замечание, а именно к принятому априори большому значению числа Рэлея, равному 10^6. Такое неоправданное значение позволило получить при расчётах условия установившейся конвекции с неоднократной цикличностью.

В связи с этим возникает вопрос о корректности моделей при $R = 10^6$ применительно к реальной конвекции в земных недрах. Тем более это относится к моделям с ещё большим числом Рэлея. Например, Л. П. Зоненшайн и Л. А. Савостин [107] опираются в своих представлениях на модифицированную О. Г. Сорохтиным формулу уравнения Рэлея, использующую коэффициент диффузии при анализе геодинамики. Они получили неоправданно большое критическое число 10^{23}, добавив, что оно может быть на три порядка больше, на основе чего было сделано заключение об отсутствии препятствий для общемантийной конвекции. К сожалению, при этих исследованиях конвекции не упоминаются работы ни Л. Д. Ландау и Е. М. Лифшица [146], ни М. А. Гончарова [85], в которых приводятся сведения об иных числах Рэлея.

Нельзя не отметить и другую крайность. Так, Н. В. Короновским в учебнике [128] указывается, что конвекция в Земле проис-

ходит при условии критического числа Рэлея, превосходящего всего лишь единицу. То есть считается, что при любой гравитационной неустойчивости, если нет факторов для её релаксации и есть возможность преодолеть вязкое сопротивление, произойдёт конвекция. Вроде бы логично. Только вот, какой «толчок» к началу процесса должен быть? Таким «толчком» (или точкой бифуркации в режиме с обострением, с позиций синергетики) являются условия, определяемые первым критическим числом Рэлея, которое согласно Л. Д. Ландау и Е. М. Лифшицу [146], значительно превосходит единицу.

Существенно иная модель конвекции, с которой связаны иерархически соподчинённые конвективные системы и разномасштабные структуры Земли, предложена М. А. Гончаровым [84, 87]. С этой же моделью её автор связывает западный и северный дрейфы континентов, используя принцип «буравчика», по аналогии с таким принципом определения соотношения перемещения проводника в электромагнитном поле. «Западная» тенденция дрейфа континентов объясняется действием ротационных приливных сил, замедляющих вращение вышележащих геосфер относительно нижележащих, в соответствии с его теоретическим обоснованием в работе [327]. Что касается «северной» тенденции дрейфа континентов, то она вполне объясняет приуроченность большей части континентальных масс к Северному полушарию, но, по мнению В. Е. Хаина и М. Г. Ломизе, «причины всех этих смещений пока не ясны» [269]. Далее исходя из принципа компенсационной организации тектонического течения [86] М. А. Гончаров делает заключение, что если поток *поверхностных* масс направлен вдоль меридианов на север, то он должен компенсироваться в тылу восходящим потоком в районе Южного полюса, а на фронте нисходящим противопотоком в районе Северного полюса. Эти три потока должны замыкаться глубинным южным горизонтальным противопотоком вдоль меридианов. «Другими словами, в мантии осуществляется *осесимметричная одноячейковая* конвекция[1]. Однако эта конвекция не может быть квалифицирована как свободная, происходящая за счёт теплового источника, поскольку данные томографии не дают оснований считать, что в зоне восходящего потока, под Южным полюсом, существует “горячая” мантия. Остаётся предположить, что такая конвекция является вынужденной» [84].

Всю эту взаимосогласованную систему М. А. Гончаров квалифицирует как надглобальную геодинамическую систему нулевого ранга, обусловленную действием внешних по отношению к Земле ротационных сил. Предлагая «сугубо геодинамическую модель увязки западного и северного дрейфа континентов», её автор встаёт перед нерешёнными вопросами, в частности: почему в зоне восходящего потока под Южным полюсом «удерживается», а не распадается континент Антарктида? На наш взгляд, вопросы возникли потому, что под Антарктидой расположена впадина ядра, и подобно гипотранзитали в верхней мантии существует восходящий поток масс, а в нижней – нисходящий. Северный дрейф континентов определяется тем, что в средних южных широтах существуют три восходящих потока конвективных систем первого порядка (ранга), не связанных с приливными силами, что было рассмотрено в работе [28]. В этой же работе показано, что западный дрейф континентов связан с переносом ротационного момента инерции при гравитационной дифференциации масс, а не за счёт приливных сил.

Вместе с тем М. А. Гончаров предлагает систему «иерархически соподчинённых геосфер»: «Глобальная ГС-1 функционирует во всей мантии и ответственна за создание и распад суперконтинентов. Субглобальная ГС-2 (только в верхней мантии и только под океанами) ответственна за спрединг и субдукцию. Надрегиональная ГС-3 (в геосфере астеносфера + литосфера и только в зонах повышенного теплового потока)

[1] По О. Г. Сорохтину, одноячеистая конвекция развилась как асимметричная по отношению к оси вращения Земли.

ответственна за формирование: 1) при повышенных числах Рэлея – мантийных диапиров под окраинными и внутренними морями в зонах субдукции и коллизии; 2) при умеренных числах Рэлея – систем линейных поднятий с "корнями" и впадин с "антикорнями", продольных в зонах коллизии и поперечных в зонах спрединга. Интерференция ГС разного ранга порождает весь многоликий спектр разномасштабных структур Земли» [84, 87]. Таким образом, схема «иерархически соподчинённых геосфер» опирается и на осесимметричную одноячейковую конвекцию (диапиризм), и на тектонику плит.

При обсуждении конвекции необходимо коснуться модельных представлений о природе первичной планетарной расслоенности Земли. Данные изучения метеоритов и сравнение их с земными горными породами привели А. Н. Заварицкого и вслед за ним А. А. Маракушева к выводу о том, что первичное расслоение планет земной группы имеет магматическую природу [156]. То есть после аккреции вещество Земли находилось в расплавленном состоянии, и последующая общая дифференциация вещества происходила в аккретированном состоянии 4–5 млрд лет назад. А. А. Маракушев считал, что наиболее близким к расплавленному протопланетному веществу является вещество внешнего, жидкого, ядра. Дифференциация вещества в переходной зоне между ядром и нижней мантией представляется в виде силикатно-металлического равновесия или обменной оливин-гидридной реакции. Результаты термодинамического расчёта этой реакции, выполненные для стандартного давления, существенно не изменяются при переходе к условиям высокого давления при замене оливина его плотной модификацией шпинелевой структуры или суммой оксидов (периклаза MgO, вюстита FeO, стишовита SiO_2).

Реакция $0{,}5Fe_2SiO_4 + MgH_2 = 0{,}5Mg_2SiO_4 + FeH_2$ ($\Delta H°_{298K}$ = -270,7; ΔG_{298K} = -272,4; ΔG_{1300K} = -277,8, где: ΔH – изменение тепловой функции, ΔG – свободной энергии Гиббса в кДж) остаётся неизменно смещённой вправо. То есть мантия обогащается форстеритом, а ядро гидридом железа [156]. В отношении форстерита эти представления аналогичны представлениям О. Г. Сорохтина, а различие – в соединениях железа, поступающего в ядро. Согласно данным В. П. Ларина [147], гидрид железа имеет плотность, превосходящую плотность железа, и должен тонуть в ядре Земли. С ростом температуры при уменьшении давления происходят разложение гидрида и дегазация водорода из металлов. Водород обладает огромной миграционной способностью и в то же время теплоёмкостью, в десятки раз превышающей теплоёмкость других элементов. Это дало основание В. Н. Ларину [147], В. В. Орлёнку [180] и другим исследователям сделать заключение, что тепловой поток от ядра Земли передаётся к верхним геосферам главным образом через потоки нагретого водорода.

Первичную повышенную концентрацию водорода в центре Земли В. Н. Ларин связывает с магнитной сепарацией элементов относительно центра плазменных космических вихрей, из которых формируются звёзды типа Солнца и планеты. В центре концентрируются элементы с малым потенциалом ионизации первого электрона, а по периферии – с большим потенциалом[2].

По этой причине водород, обладающий наименьшим потенциалом ионизации, концентрировался преимущественно в центре вихреобразной туманности, а кислород – в более верхних слоях. Этим модель, предложенная В. Н. Лариным, принципиально отличается от модели О. Г. Сорохтина. После полной аккреции и завершения первичной сепарации элементов стала осуществляться миграция водорода от ядра Земли через обогащённую кислородом мантию. Это должно приводить к реакции образования воды и выносу её на поверхность.

Необходимо отметить ещё одну сторону дискуссионной проблемы, затрагиваемой в разных концепциях, относительно су-

[2] Следует заметить, что не все потенциалы ионизации первого электрона в элементах строго соответствуют ряду, предложенному В. Н. Лариным.

ществования или отсутствия глубинного магматического океана в пространстве, занимаемого современной мантией. Основанием к предположению о магматическом океане служит практически повсеместное распространение кристаллических пород основного и ультраосновного составов, аналогичных тем, которые образуются при кристаллизации из расплавов. Однако настораживают три положения. Первое то, что при использовании величины полярного сжатия геоида расчётами получены выводы об очень большой вязкости глубинных масс. Если бы существовал общепланетарный магматический океан с глубиной, сопоставимой с мощностью мантии, то он привёл бы к значительно большему полярному сжатию геоида за счёт центробежных ротационных сил, которое сохранилось бы при кристаллизации расплавленных масс. Второе то, что установленные современные и древние магматические очаги представляют собой лишь фракталы в более крупных системах «твёрдой» мантии. При мысленном объединении древних очагов воедино они могут оказаться виртуальным, а не реальным «океаном». Подобный подход вызвал представление о всемирном потопе, когда частные реальные катастрофы были «слиты» в единое событие. Третье то, что процесс, принимаемый за магматическую кристаллизацию, в реальности может отражать перекристаллизацию в твёрдой среде. Примером тому служат породы Платиноносного пояса Урала, часть которых образована при кристаллизации из расплава, а часть путём их перекристаллизации в твёрдой среде и отнесена к метасоматическим образованиям [98].

Подводя итог анализу ряда существующих моделей глобальной геодинамики, определяющих конвекцию, отметим их положительные, отрицательные и весьма дискуссионные стороны. Ранние геодинамические модели автора этих строк [28], также требующие корректировки, изложены в конце данной главы вместе с предлагаемой альтернативной моделью.

Несмотря на многие дискуссионные положения и выводы в работах О. Г. Сорохтина, следует подчеркнуть их значение для дальнейших исследований затронутых им проблем. Главным является охват широкого круга вопросов жизни Земли, попытка рассмотреть процессы на основе конкретного количественного подхода. Дедуктивный подход позволил выстроить стройную концепцию, дальнейшее изучение которой с позиций системного анализа дало возможность оценить её достоинства и пороки. Важно то, что в работе, посвящённой глобальной геодинамике, обращено пристальное внимание на космические проблемы, т. е. в соответствии с требованием системного анализа рассмотрено соотношение системы с внешней средой. Представленный в концепции материал даёт возможность для иных трактовок и побуждает рассмотреть ряд особенностей Земли именно с внешней стороны. К такой проблеме относится природа одноволнового осложнения морфологии ядра Земли и соотношение его с глобальной конвекцией.

Существенной положительной стороной моделей О. Г. Сорохтина является та часть методологического подхода, которая посвящена эволюции структуры в историческом аспекте, начиная с «догеологического» этапа, а именно с аккреции из космического газопылевого облака. Вместе с тем здесь же проявилась и отрицательная сторона такого подхода – не были изучены альтернативные постулаты. Вопрос о «гомогенной и холодной аккреции протопланетного газопылевого облака» (по О. Г. Сорохтину), «предварительно прошедшего исключительно сильную дифференциацию вещества ещё на доаккреционной стадии его развития, когда практически полностью были удалены все газовые компоненты исходного вещества», по меньшей мере, – дискуссионный. Отсутствие основательного анализа альтернативных концепций привело к неоправданной прямолинейности и однозначности модели на разных этапах её функционирования. Иное представление у Н. Л. Добрецова с соавторами в предложенной ими модели [92], а также у ряда геологов, рассматривающих дегазацию Земли. Дифференциация вещества, которую О. Г. Сорохтин отно-

сит потом к постаккреционной, по мнению А. П. Виноградова, осуществлялась раньше, в процессе аккреции.

Другой важной стороной модели О. Г. Сорохтина является картина последовательного преобразования глубинной структуры Земли. Данная модель, отнесённая к архею уже аккретированной планеты, не потеряет своего значения, если, скорректировав детали, эти процессы перенести в доархейское время, рассмотрев их в процессе аккреции. Проделав ряд преобразований, мы избавимся от необходимости выплавлять железо из всей мантии, чтобы потом его опускать в ядро сквозь твёрдую Землю, независимо от того, примем ли модель холодной (по О. Ю. Шмидту) или горячей (по Г. А. Гамову) аккреции. Для этого обратимся к постулату, соответствующему взглядам А. П. Виноградова, и будем считать, что в космическом обладающем малой вязкостью вихре дифференциация происходила благодаря тому, что более плотные железистые планетезимали быстрее, чем сиалические, устремлялись к его оси вращения. После завершения аккреции уже в геоиде в результате гравитационного сжатия температура возрастала. При этом в условиях относительно меньших давлений железистая среда достигала температур плавления, а при бóльших – сохранялась в твёрдой металлизированной фазе. То есть жидкое ядро – это не опустившиеся из мантии расплавы. Существенно магнезиальные соединения (как менее плотные и более тугоплавкие, судя по температурам плавления горных пород и минералов) вошли при аккреции самостоятельно и в кристаллохимическую смесь оксидов магния, железа, кремния, которые при меньших давлениях соответствуют железо-магниевым силикатам. Они составили основу вещества мантии.

Последующее остывание аккретированной разогретой Земли приведёт к началу и дальнейшему развитию кристаллизации вещества жидкого ядра, нарастанию размеров твёрдого ядра, сокращению жидкого. Последствия этого важного явления будут дополнительно обсуждены в разделе 5.4 при рассмотрении возможных причин смены планетарной одноячеистой модели конвекции на четырёхъячеистую («тетраэдрическую»), предложенную автором данных строк. Кроме того, если принять за главный этап формирования ядра аккреционный (доархейский), то отпадёт необходимость решать противоречие между представлениями О. Г. Сорохтина, считающего, что в протерозое и фанерозое объём ядра нарастал, и Е. В. Шаркова совместно с О. А. Богатиковым, полагавшими, что происходило лишь возрастание соотношений размеров между жидким и твёрдым ядром [61, 278].

Продолжая обсуждать дискуссионность ряда характеристик модели О. Г. Сорохтина и им аналогичных, следует обратить внимание на некоторые общие положения, с позиции которых значение предложенного бародиффузионного механизма в общей дифференциации вещества Земли представится не столь существенным. Гравитация оказывает весьма небольшое влияние на взаимодействие малых масс, которые подвергаются одновременно электрохимическому взаимодействию. Поэтому гравитационный фактор, естественно, не рассматривается при анализе физико-химических взаимоотношений. В крупных тектонических системах электрохимические связи присутствуют, но действуют на малые расстояния и не определяют силовые взаимоотношения между большими массами. Поэтому считать электрохимические связи и химические факторы, а не гравитацию основой перемещения крупных масс большой вязкости на большие расстояния вряд ли правомерно. Поэтому бародиффузионный механизм правомерно рассматривать, прежде всего, в объёме малых систем. Суммировать эти движения в малых системах как единое однонаправленное нельзя, так как нет единого градиента химических связей, действующего однонаправленно во всём объёме. К тому же спонтанная диффузия приводит к выравниванию концентраций, а не к созданию ещё большего градиента. Если же вводить гравитационный фактор в анализ бародиффузионного механизма дифференциации по модели конвекции, то необходимо брать параметры каждой баро-

диффузионной ячейки, а не всей мантии. То есть в уравнении Рэлея в третью степень нужно возводить размерные параметры каждой ячейки, а потом суммировать, а не сумму параметров ячеек (мощность 2500 км). Тем более, что в знаменателе этого уравнения коэффициент температуропроводности выступает как показатель скорости выравнивания температур, т. е. релаксации напряжений от архимедовых сил, обусловленных увеличением температурного расширения, а не выравнивания концентраций (коэффициент диффузии).

В модифицированном О. Г. Сорохтиным уравнении Рэлея определяющая роль отдана процессу диффузии, а весьма невысокий коэффициент диффузии (скорости диффузии) выступает в качестве практического отсутствия релаксации разуплотнения. Эти явления, имеющие место в малых по объёму системах, привлекаются как главные в модели дифференциации вещества с разделением его и перемещением в разные резервуары большого объёма с разными составом и плотностью. По модели бародиффузионной дифференциации вниз в ядро стекает железистый (окисножелезистый) расплав, а вверх в мантию уходит твёрдый тугоплавкий рестит. То есть подразумевается процесс прямо противоположный процессу дифференциации вещества, имеющему место в магматических очагах, где оседает рестит или кумулус.

Суммируя замечания к разработкам О. Г. Сорохтина, отметим следующее.

При формулировке постулатов не приняты во внимание альтернативные положения, например о не однородной, а дифференцированной и вихревой структуре протопланетного облака. Многие существующие положения о конвекции, а именно валообразная и ячеистая виды конвекции, их фазовое развитие, отвечающее разным структурам Земли, фрактальность и пространственная периодичность конвективных систем упущены из вида. Конвекция везде подразумевается как установившаяся, полициклическая, приняты неоправданно большие числа Рэлея. При проведении системного анализа нарушаются принципы масштабности, эмерджентности, типов связей между элементами системы, в результате чего свойства малых систем и проходящие в них процессы некорректно распространяются на крупные системы (крупный сток железа в ядро за счёт диффузии). Конкретное рассмотрение весьма проблематичного механизма глобального стока дифференциатов из твёрдой мантии подменено энергетическим подходом, суммированием энергий разных систем без обоснования их связей. Одной из причин отмеченного недостатка концепции О. Г. Сорохтина и его последователей является отсутствие чёткой схемы иерархичности и фрактальности системы. Другие дискуссионные проблемы разных исследователей, в частности проблема субдукции, рассмотрены в главе 6.

4.3 ПРИРОДА ПЕРВИЧНОЙ ПЛАНЕТАРНОЙ АСИММЕТРИИ В СТРОЕНИИ ЗЕМЛИ

Ю. М. Пущаровский к главной структурной асимметрии планеты относит существенное различие геологического строения Тихоокеанского и Индо-Атлантического полушарий Земли. «Главная тектоническая асимметрия Земли – фундаментальное свойство планеты и без его учёта вряд ли возможен действительный прогресс в глобальных тектонических или геодинамических построениях» [203, 204]. При этом, указывая на существование признаков очень древнего зарождения асимметрии, подчёркивается присутствие этой характеристики и у других планет земной группы, находящихся на разных стадиях развития тектоники, в том числе и у относительно ранних (Луна, Меркурий). «Причина здесь, как можно думать, общая, но она не раскрыта. Основываясь на палеотектонических реконструкциях в отношении Земли, можно сделать вывод, что главные сегменты в ходе времени, не теряя целостности, могли изменять свои ареалы, т. е. их периферические части динамичны» [205]. По

сейсмотомографии срезов Земли на разных уровнях в интервале глубин от 800 до 2750 км, заимствованных из работы С. Гранда [301], Ю. М. Пущаровским проанализированы неоднородности скоростных аномалий. Отмечая их, он пришёл к выводу, что «высокоскоростные аномалии могут меняться местами с низкоскоростными. Высокоскоростные аномалии, отражающие ареалы высокой вязкости, являются следствием латерального тектонического скучивания глубинных масс, происходящего в объёме всей мантии в геодинамической обстановке сжатия. Механизм скучивания – тектоническое течение и тектоническое перемещение масс по латеральным (сублатеральным) срывам» [206]. К данному выводу Ю. М. Пущаровского следует сделать замечание и предложить возможную другую интерпретацию наблюдаемого факта. Вязкость не входит в формулу скорости сейсмических волн. Она определяет их декремент затухания (или обратную величину – добротность среды). Смена местами высокоскоростных аномалий низкоскоростными (а это в моделях, используемых Ю. М. Пущаровским, всего лишь не более 1,5 %) может быть обусловлена анизотропией скоростей, когда в направлении тектонического течения увеличивается коэффициент Пуассона и, соответственно, скорость, а поперёк течения уменьшается (см. раздел 2.3). То есть аномалии могут отражать чередование областей выжимания и нагнетания в частных (фрактальных) конвективных системах.

Ю. М. Пущаровским высказаны другие очень важные предположения. «Поскольку в Тихоокеанской области нет никаких признаков существования когда-либо континентов, надо думать, что эта неоднородность очень древняя.., отражает первичную неоднородность планеты» [204]. Опираясь на существенные вариации изотопного состава химических элементов в метеоритах, Ю. М. Пущаровский приходит к тому же выводу, к которому ранее пришёл А. П. Виноградов о существенной неоднородности состава небулы (облака), из которого путём аккреции образовалась Земля.

Чтобы не упустить из поля зрения возможность происхождения и время начала формирования асимметрии Земли на самой ранней, протопланетной, стадии её формирования, а не только при более поздней конвекции, дополним рассмотренные разработки Ю. М. Пущаровского некоторыми соотношениями Земли с Луной. К этому побуждает и особая трактовка сути первого в истории одноволнового осложнения модели ядра, предложенной О. Г. Сорохтиным. По его модели ядро формировалось в конце архея за счёт железистых дифференциатов, которые из мантии опускались в нисходящей ветви общепланетарной конвекции. Следствием этой трактовки явилось то, что ядро имело выпуклость под континентом (т. е. не так, как в современной Земле), а депрессию на поверхности ядра под противоположной стороной геоида. В этой модели одноволновое осложнение ядра является следствием конвекции, а не наоборот. Ряд фактов и косвенных доводов побуждают основательно пересмотреть причины и морфологию первичного одноволнового осложнения ядра. В отличие от позже возникшего четырёхволнового осложнения ядра, модель которого была предложена в работе [28] и охарактеризована далее, более вероятно, что раннее одноволновое осложнение имеет другую природу и послужило одной из причин конвекции, а не её следствием. На это указывает следующее.

Если провести палеореконструкцию суперконтинента (Пангеи или Моногеи), то можно заметить два примечательных факта. Континентальные массы займут весьма значительную часть Северного полушария (позже это станет Лавразией) и относительно меньшую часть Южного (позже это отойдёт к Гондване). Панталасса охватит почти всё современное западное полушарие. Граница между Пангеей и Панталассой займёт косое направление по отношению и к меридианам, и к параллелям, т. е. окажется не только независимой от ротационных факторов Земли, но и вызывающей удивление с позиций влияния внутриземных причин, при которых волновое осложнение не стало бы столь эксцентричным по

отношению к оси вращения Земли. А как могут проявиться внешние, внеземные или доаккреционные факторы? На этот счёт имеется множество представлений, разбор которых мы не ставим своей задачей. Для ответа на поставленный вопрос отметим лишь некоторые из них, предварительно напомнив о космических вихрях, представления о которых имеют давнюю историю. В обзоре А. В. Викулина (см. разд. 2.2.3) приводится вывод о подобии вихрей разного масштаба. То есть протопланетные вихри в принципе подобны гигантским межзвёздным вихрям и мелким в воздушной и водной средах.

Если принять точку зрения А. П. Виноградова о начале дифференциации вещества и зарождения ядра Земли ещё в процессе последовательной аккреции, рассмотреть этот процесс в аспекте вихря, то это согласуется с рядом других фактов единства и различия Земли и Луны. Общий центр масс Земли и Луны всегда находится под поверхностью Земли на расстоянии 4666–4671 км от её центра, т. е. на глубине около 1700 км от поверхности, и постоянно перемещается в Земле при её вращении, одновременно двигаясь по околосолнечной орбите, сохраняя взаимосвязь двух тел. В некоторой степени подобным, но неизмеримо бóльшим по размерам, может служить вихрь созвездия Больших Псов (см. рис. 2.8). Подобный сложный (претерпевающий раздвоение) вихрь может имитировать зарождение двойной планеты Луна-Земля. Внешняя спираль общего вихря разорвалась на две части, одна из которых досталась Луне, а другая вместе с внутренними спиралями при их аккреции стала Землёй. Место растяжения (уменьшение мощности внешней спирали перед её разрывом) могло отразиться в различии разрезов противоположных сторон сфер как Луны, так и Земли, создав их первоначальную асимметрию. Комплементарными особенностями стали размещения центров Панталассы несколько к югу от экватора, а «морей» Луны к северу от её экватора. Эта асимметрия при завершении аккреции могла стать главной причиной общей одноволновой планетарной конвекции, охватившей в архее ядро и мантию Земли. О единстве обеих планет говорит большое сходство базальтов коры, что может указывать на образование из фрагментов одной и той же спирали вихря. Однако базальтовая кора и верхняя мантия представляют собой, по-видимому, самую внешнюю спираль вихря. Почти вся внутренняя его спираль с подавляющей частью железистых планетезималей досталась Земле. В результате средняя плотность вещества Земли составляет 5,515 г/см^3, а Луны 3,347 г/см^3, что близко к плотности верхней мантии Земли. Разумеется, что бóльшая общая плотность Земли, чем Луны, связана и с большим гравитационным сжатием масс в глубинах нашей планеты. Однако в отличие от Земли по данным, полученным с опущенных на Луну сейсмических приборов, ядро Луны имеет радиус около 300 км, а земное ядро почти 3500 км. Соотношение радиусов Земли и Луны равно 6378 : 1737 = 3,67. Такая непропорциональность соотношений радиусов планет и их ядер может указывать на то, что ядра выделились не за счёт дифференциации одинакового однородного по составу космического облака, а захватили разные спирали вихря, начиная с одинаковой внешней, сходной по составу с верхней мантией Земли. Насколько были первично холодными (модель О. Ю. Шмидта) или разогретыми (модель Г. А. Гамова) железистые частицы внутри космической вихревой спирали, остаётся предметом дискуссий, хотя, как следует из раздела 2.2.3, более предпочтительна первая. В обеих моделях ядро становится нагретым.

Луна всегда обращена к Земле одной стороной, что возможно только в том случае, если раньше их оси вращения были близкими перед аккрецией. При такой трактовке становится естественным, что Панталасса оказалась преимущественно в южной части Земли, так как более южные массы хвоста внешней облачной спирали (или внешнего спирального слоя) отошли к Луне. В Пангее Лавразия занимала практически всё Северное, а Гондвана – лишь часть Южного полушария Земли. Плоскости орбит (плоскости эклиптик) Луны и Земли расхо-

дятся под углом около 5°. Это может быть отражением того, что Протолуна оторвалась из части спирали, расположенной чуть южнее главной плоскости орбиты. Земля стала вращаться вокруг оси быстрее, когда от внешней части вихря оторвался «тормозящий» вращение хвост, а также за счёт сокращения диаметра вихря. Такой подход с участием вихря, в отличие от вращения диска, предусматривает то, что у вихря угловые скорости возрастают от периферии к центру, а у обычного диска они могут быть равны. Угловая скорость внешней спирали родоначального для этих планет облачного вихря стала угловой скоростью орбитального вращения Луны. Поэтому обращение Луны вокруг Земли и вращение вокруг своей оси синхронизированы. Разделение вихря на две асимметричные части могло быть одной из причин отклонения осей вращения Земли и Луны от нормали к эклиптике.

Таким образом, два разных факта – то, что Луна обращена к Земле всегда одной стороной, и что минеральный состав пород Луны и базитов Земли сходны, побуждают к заключению о первичном единстве космического облака-вихря, из которого произошла двойная планета Земля-Луна. Такая трактовка фактов и событий более вероятна, чем версия об образовании Луны в результате столкновения по касательной гипотетического тела Тейа с Землёй, поддержанная большим числом участников Гарвардской конференции по планетологии в 1984 году. Фрагменты тел образовали Луну 4,6 млрд лет назад. С такой датировкой согласуется представление учёных Германии и Великобритании о времени разделения силикатной и металлической оболочек Луны на основе изотопных соотношений вольфрама-182 и гафния-183 в образцах лунного грунта, полученных в 2005, 2011, 2015, 2019 годах. Время датируется от 4,36 до 4,527 млрд лет. При сопоставлении с процессами в Земле эти данные противоречат мнению О. Г. Сорохтина о дифференциации и выделении ядра в архее, но согласуются с представлениями А. П. Виноградова о таких процессах, имевших место при аккреции. Вместе с тем надо помнить, что при превращении фрагментов вихря в два шара происходили существенные перемещения вещества в каждой планете – Земле и Луне. Может быть поэтому, после отделения Протолуны в южной части вихря, отошедшей к Земле, при образовании шарообразного геоида произошло такое перемещение масс, которое обеспечило потом возникновение Панталассы с центром в средних широтах Южного полушария. То есть асимметричное разделение протопланетного вихря на северную и южную части является главной причиной разного объёма континентальных масс в Северном и Южном полушариях Земли. Это отразилось в различии континентальных площадей Северного и Южного полушарий и даже площади Лавразии и Гондваны при разделении Пангеи по зоне, на месте которой развился Тетис. Этот же вывод подтверждается реконструкциями древнейшего оловоносного планетарного пояса, переходного от Панталассы к Пангее, что отмечено в работе [14] и показано в разделе 7.2.1. Указанные факты и соображения позволяют предполагать, что происхождение Панталассы сопряжено не только со спредингом от срединно-океанического хребта (модель тектоники плит), но и с более ранним её заложением. Для центральной части Панталассы такой вывод согласуется с предположением Ю. М. Пущаровского о возможном первичном отсутствии здесь континентальных масс.

Охарактеризованную древнюю асимметрию Земли необходимо учитывать при исследовании последующих её геодинамики, тектоники и минерагении.

ГЛАВА 5 ГЛУБИННАЯ ГЕОДИНАМИКА И СТРОЕНИЕ СОВРЕМЕННОЙ ЗЕМЛИ

5.1. ОБЩИЕ ПОЛОЖЕНИЯ

В предыдущих разделах рассматривались ретроспективные модели формирования глубинного строения Земли, которые основывались главным образом на системном анализе косвенных геологических, тектонофизических, астрономических данных, необходимых для учёта первичной неоднородности Земли при рассмотрении процессов её последующего геодинамического развития. В связи с тем, что конвективная система отражает компенсационную организацию тектонического течения, компенсацию выжимания в одних объёмах нагнетанием в других, как и поднятия компенсируются соответственно опусканиями, то в глобальном масштабе удобно использовать термины, характеризующие нисходящие потоки с опусканием масс – даунвеллинг *(downwelling)* и восходящие потоки – апвеллинг *(upwelling)*. Они могут перекрываться один другим на разной высоте, подобно областям выжимания-нагнетания в метаморфических толщах.

Наложение новой системы симметрии на её первичную асимметрию привело к соответствующей диссимметризации (термин, введённый Пьером Кюри как утрата былой симметрии). Усложнение общей структуры произошло за счёт появления в системе нулевого порядка (всей Земли в целом) фракталов разного масштаба. Наиболее крупными фракталами явились системы первого порядка, определившие развитие четырёх океанов, сопряжённых с ними континентов и планетарных переходных зон.

В центральных частях планетарные конвективные системы от ядра до верхнемантийных спрединговых зон океанов можно называть областями конвективного апвеллинга первого порядка (в литосфере над ними развиваются срединно-океанические хребты и прилежащие к ним части океанов). Латеральные зоны переходные между океанами и континентами, представляющие шельфы молодых океанов, относят к пассивным окраинам с пассивным тектоническим режимом и строением литосферы переходным от океанического к континентальному типу. Эти зоны по сути являются внутриплитными, разделяющими части плит с разным строением литосферы. Позицию континентов, океанов и переходных зон относительно конвективной и адвективной структур ядра и мантии демонстрирует рис. 5.1.

На рис. 5.1 видна важная особенность позиции пассивных окраин в глобальных конвективных системах и литосферных плитах. В глобальной конвекции они занимают нейтральную позицию: ни над восходящими, ни над нисходящими зонами. Поэтому в них отсутствуют рифтогенез, свойственный срединно-океаническим хребтам, и субдукция, свойственная активным окраинам. Вполне естественно, что по этой причине для них не характерен магматизм. Это подчёркивает и то, что нельзя рифтогенез рассматривать как свидетельство режима пассивного развития окраин континентов, что нередко встречается в геологической литературе. Рифтогенез может относиться к системам иного размерного порядка, не характеризуя пассивную окраину. Термином «континент» корректно называть исключительно большую часть Земли, которая по размерам относится к тектоническим системам I порядка. Блоки меньшего размера, хотя и обладающие континентальным типом земной коры, некорректно именовать континентами, как и пользоваться номенклатурой окраин систем I порядка для окраин блоков (например «активная окраина Буреинского блока» [266]).

Связь тектоники литосферных структур с более глубокими геосферами при постро-

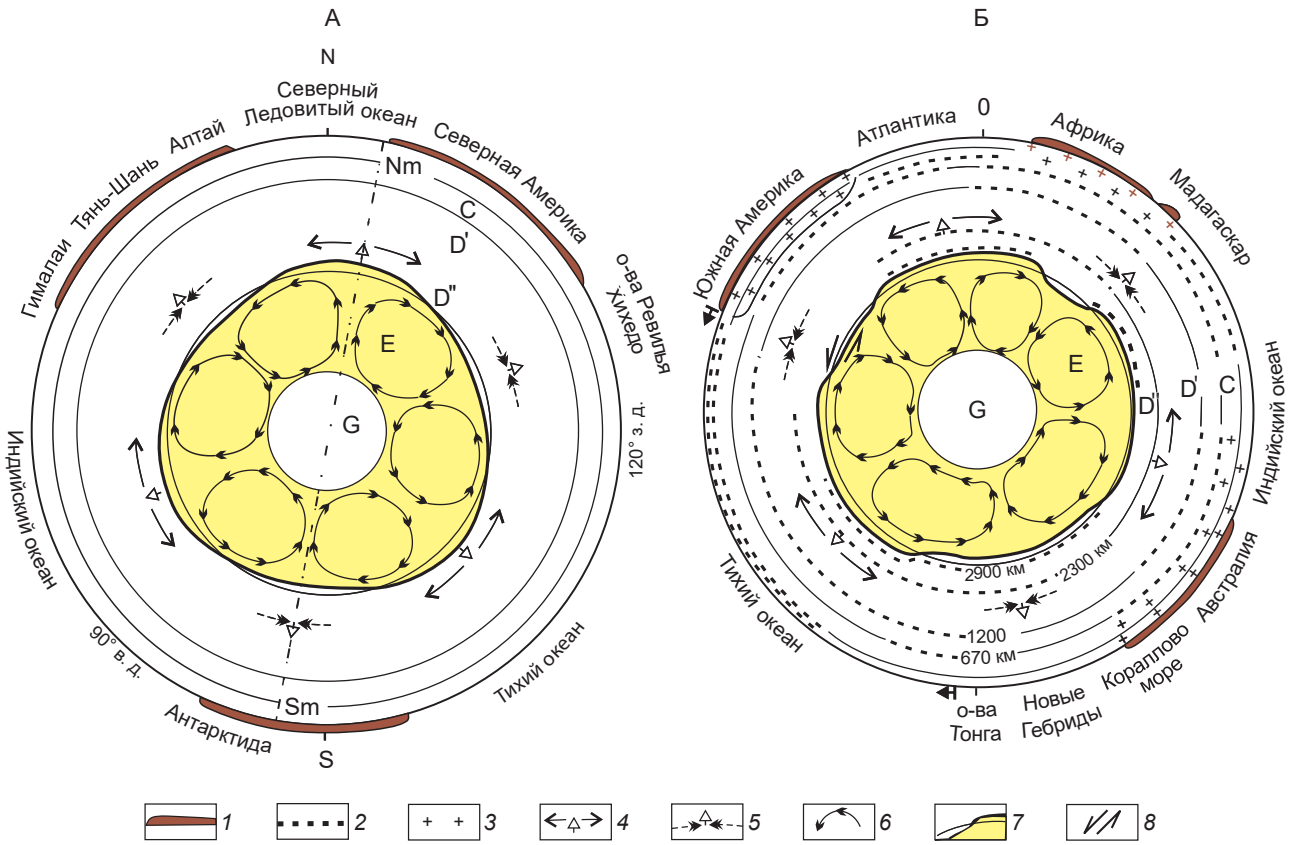


Рис. 5.1. Схематические разрезы Земли, модели ядерных и мантийных конвективных ячеек.

А – теоретическая модель ядра в разрезе-развёртке по меридиану 90° в. д. – оси Земли – меридиану 120° з. д.; Б – разрез по параллели 20° ю. ш. (вид с юга, по данным сейсмотомографии А. Морелли и А. Дзевонского с дополнениями автора); C, D', D", E, G – слои, по К. Буллену; N, S – полюса оси вращения Земли; Nm, Sm – полюса магнитной оси.

1 – континенты; *2*, *3* – области аномально пониженных (*2*) и повышенных (*3*) скоростей сейсмических волн; *4* – вертикальная адвекция (подъём) и вызванный им спрединг средней и верхней мантии; *5* – подъём средней и верхней мантии в гипотранзиталях в результате притока (горизонтальной адвекции) масс со стороны; *6* – направление генерализованных конвективных потоков во внешнем ядре; *7* – отклонения поверхности внешнего ядра от шарообразной формы (вне масштаба); *8* – направление вращения мантии относительно ядра.

ении модели геодинамики современной Земли и формирования её фрактальной конвективной структуры требует остановиться на особенностях выделения двух её пространственных частей. Эти части принято характеризовать особенностями геодинамики литосферы, выделяя как активные континентальные окраины или объединяя разные части Земли по сходству типа земной коры, называя бассейны океанами. Речь пойдёт, с одной стороны, о гипотранзиталях, а с другой – об океанах и квазиокеанах.

5.2. ГИПОТРАНЗИТАЛИ

Между глобальными ячеистыми ядерно-мантийными конвективными системами, определяющими зарождение четырёх океанов, существуют глубинные переходные зоны. Их предлагается именовать *глубинными транзиталями*, или *гипотранзиталями*, по аналогии с термином «транзиталь», введённым Л. И. Красным для переходных литосферных структур активных окраин Тихого океана [132]. Этимологиче-

ски транзиталь соответствует одному из значений корня слова *transition* – лат., *transicion* – исп. как промежуточная ситуация или переходное состояние. В отличие от пассивных окраин континентов, принципиально иными являются зоны астеносферно-литосферных образований гипотранзиталей, имеющих протяжённость до первых десятков тысяч километров (как системы I порядка), объединяющие в цепочки ячеистые конвективные системы II порядка поперечником 1–2 тыс. км и более. Большая ширина зон гипотранзиталей на уровне литосферы выражается серией параллельных разновозрастных цепочек ячеистых структур, в частности глубоководных впадин окраинных морей. Н. А. Богдановым подробно описана миграция таких цепочек с их омоложением в восточном направлении [62]. Такая миграция вполне естественна в связи с западным дрейфом верхних или восточным дрейфом глубинных геосфер относительно друг друга в ротационном поле Земли.

Части гипотранзитальных зон принято относить к активным окраинам, когда речь идёт о литосферных структурах. Но эти зоны могут захватывать как окраины океанов и континентов, так и пересекать континентальную литосферу. Зоны могут занимать переходную позицию между зрелым океаном и континентом (соответствуя, например, Западно-Тихоокеанской или Восточно-Тихоокеанской активным окраинам) или переходную позицию между континентами (Средиземноморье между Евразией и Африкой). Под этими зонами поверхность ядра преимущественно опущена. Зоны не зависят от литосферных плит, развитие их регулируется глобальной геодинамикой, которая определяет конвекцию, захватывающую литосферу, астеносферу и всю подастеносферную мантию. Такие зоны с полным основанием должны выделяться как самостоятельные тектонические системы первого порядка в общей системе нулевого порядка, объединяющей океаны (под ними поверхность ядра преимущественно поднята) и континенты (под ними поверхность ядра незначительно возмущена и опущена). В тектонической терминологии эти зоны сверхглубинного заложения не получили определённого наименования. В терминологии концепции плейт-тектоники часть их относят к активным окраинам, но нередко этот термин используется применительно и к значительно более мелким структурам, делая его расплывчатым, не отражающим иерархию структур. Особенная активность гипотранзиталей диктуется продвинутыми фазами конвекции на астеносферно-литосферном уровне в ячеях II размерного порядка.

Мощность гипотранзитальных зон (систем первого порядка) нарастает от средней мантии как вниз (во впадины поверхности ядра на первые километры), так и вверх на 10–20 км. Зоны субдукции в глубинных транзиталях представляют краевые части фрактальных конвективных систем второго порядка на верхнем (астеносферно-литосферном) уровне гипотранзиталей и не должны рассматриваться как единая зона субдукции первого порядка в модели тектоники плит, достигающая ядра Земли (рис. 5.2).

В гипотранзиталях на уровнях нижней мантии происходит ограниченное по величине опускание масс (даунвеллинг). На уровне средней мантии (на глубинах 1700–1500 км) благодаря притоку сюда масс от расползающейся мантии планетарных ячей начинается подъём (апвеллинг), который выше вызывает образование мощной астеносферы. В связи с этим зарождается цепочка ячеистых конвективных систем второго порядка. Их примеры – секторы Тетиса, цепочки окраинных морей на западе Пацифики.

Суть активных окраин континентов, характеризующих только верхние геосферы, отличается от таковой гипотранзиталей, охватывающих по вертикали всю мантию на значительно большую ширину. Это обусловлено двумя причинами. С одной стороны, это вертикальные и латеральные пластические течения в конвекционной системе, а с другой – разная реакция геосфер на ротационный режим, в частности западный континентальный дрейф относитель-

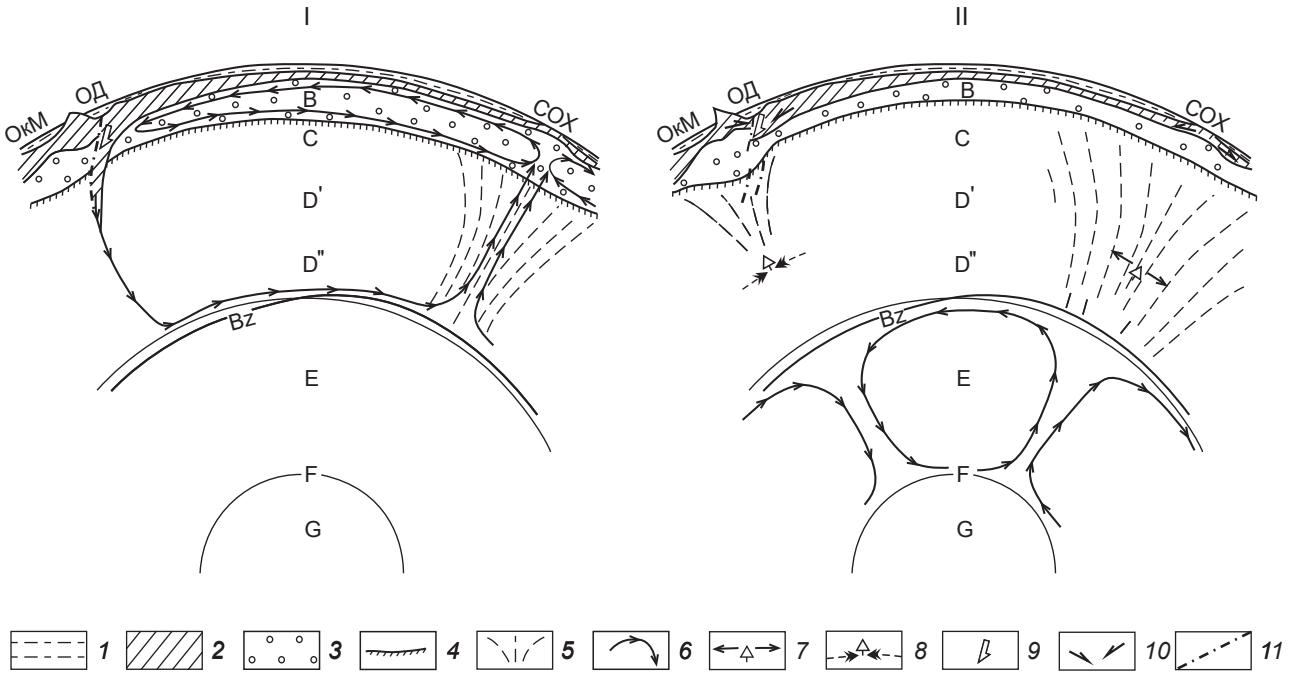


Рис. 5.2. Модели глобального тектогенеза.
I – модель классической тектоники плит с дополнениями, внесёнными из [233]; II – предлагаемая альтернатива первой – модель разных конвективных систем в жидком ядре и в мантии.
1 – вода; *2* – литосфера; *3* – астеносфера; *4* – поверхность слоя Голицына; *5* – области восходящего потока мантийных масс; *6* – направления конвективных потоков; *7* – вертикальная адвекция (подъём) и вызванный ею спрединг средней и верхней мантии; *8* – подъём средней и верхней мантии в гипотранзиталях в результате притока (горизонтальной адвекции) масс со стороны; *9* – субдукция; *10* – сползания литосферы при спрединге; *11* – сейсмофокальные зоны Вадати-Заварицкого-Беньофа; B, C, D', D", E, F, G – слои, по К. Буллену, Bz – слой Берзон; СОХ – срединно-океанический хребет; ОД – островная дуга; ОкМ – окраинное море.

но восточного в более глубинных геосферах, а в них – западный дрейф мантии относительно вращающегося ядра. Причина данного явления многофакторная. Она начинается с проявления догеологического предаккреционного вихря в связи с разной скоростью вращения его сферических зон (спиралей вихря). Другая, главная, причина отсутствия прямого соответствия характера структур на разных уровнях Земли – это компенсационная организация тектонического течения. Последняя и её эволюция хорошо видны на схеме математической модели фаз конвекции, составленной М. А. Гончаровым (см. рис. 3.1), если её рассматривать не в провинциальном, а в глобальном аспекте. В центре планетарных ячей апвеллинг зарождается, начиная от ядра, и вверху постепенно угасает из-за латерального растекания масс. В гипотранзиталях апвеллинг начинается со средней мантии, а вверху при ячеистой конвекции – в системах II порядка. Там он «перерабатывает» как свои глубинные массы, вынесенные вверх, распространяя их в стороны за счёт «задугового спрединга», так и массы, поступающие со стороны глобальных ячей (например, от океанического спрединга литосферы).

К трактовке геодинамической сущности гипотранзиталей автор этих строк пришёл сначала дедуктивным путём, опираясь на принцип компенсационной организации тектонического течения при анализе глобальной геологии [28]. Образование этой геодинамической зоны с восходящим потоком масс вверху и нисходящим внизу объяснялось как «расклёпывание» мантийных масс под воздействием расползающейся по горизонтали средней мантии над океанскими конвективными ячеями. Такой вид геодинамического развития мантии

над Тихоокеанской областью предполагал Ю. М. Пущаровский. Он писал: «Карты американских геофизиков (*томографии аномалий сейсмических волн.* – А. Б.) показывают, что Тихоокеанская неоднородность хорошо просматривается в верхней и нижней мантии, а в средней несколько затушёвана. С. Г. Сколотнев (в устной беседе) высказал соображение, что это связано со встречным движением и перемежаемостью в средней мантии восходящих мантийных потоков из нижних геосфер и нисходящих из верхних, что и осложняет сейсмическую картину. Но это следует воспринимать лишь как первое приближение к объяснению, поскольку необходимо учитывать также латеральное движение мантийных масс» [204]. Надо заметить, что на демонстрированных картах с аномалиями лишь до 1,5 % это явление практически незаметно. Однако, действительно, на математической модели деформаций слоистой толщи, разработанной М. А. Гончаровым для разных стадий адвекции, видно, что на начальных её фазах (стадиях) планетарной ядерно-мантийной геодинамики в восходящей ветви (над ядром – под океаном) происходит увеличение вертикальной мощности слоёв внизу и уменьшение вверху, а на краю ячеи (где располагается гипотранзиталь) имеет место противоположная картина. Иначе говоря, латеральное расползание масс средней мантии под океаном провоцирует на периферии образование гипотранзитали с распространением мантийных масс как вверх, так и вниз. В современной Земле глобальная конвекция находится на ранней фазе (стадии) развития. Поэтому, и по другим причинам, на уровне средней мантии нет субдукции верхнемантийных толщ, предполагаемой в ряде работ [210, 234, 293], и, соответственно, отсутствуют очаги землетрясений. Субдукция имеет место лишь в системах II масштабного порядка (провинциальных), развивающихся в астеносферно-литосферных слоях Земли.

Ситуация особого сочетания режимов на больших глубинах гипотранзиталей проявляется на примере сектора Южной Америки и её окружения. Здесь зоне гипотранзитали отвечает на севере позиция астеносферно-литосферной ячеи Карибского моря. На юг гипотранзиталь уходит под бассейн Амазонии, т. е. проходит под континентом, далее соответствует позиции низовий р. Парана – залив Ла-Плата, а на крайнем юге выходит в акваторию Атлантического океана в виде моря Скоша, обрамляемого Южно-Антильским подводным хребтом, Южно-Сандвичевыми островной дугой и глубоководным жёлобом.

Вместе с этим фиксируются геофизические неоднородности на глубине данной гипотранзитали. К ним относится понижение скорости сейсмических волн под Бразилией и Венесуэлой на глубинах 1700–2700 км в объёме с размерами 1000–2000 км по латерали, а под Карибским бассейном на глубинах 1000–1900 км в пространстве шириной, соответственно, до 1000 км. Иначе говоря, разуплотнения нижней мантии, сопоставимые по размерам с ячеистыми системами II порядка, начинаются не от ядра Земли, а выше, где, вероятно, и происходят нагнетание и последовательная астенизация нижнемантийного вещества. Подъём масс, естественно, сопровождается декомпрессией (уменьшением литостатического давления), в результате чего возможно фрагментарное частичное плавление. Основательный разбор причин плавления пород при декомпрессии приведён в работе [116].

Интересны и следующие данные сейсмической томографии. В отдельных геологических провинциях устанавливаются неоднородности размером 100–300 км и их прерывистость по латерали одной астенозоны [285, 306]. Причём эти неоднородности не имеют устойчивого продолжения на глубину и локализованы в пространстве верхней мантии. Подчёркивается, что, как и в случае с явлениями, описанными выше, эти неоднородности астеносферы не связаны строго с геологическими особенностями распределения масс в литосфере или с делением её на материковые и океанические сегменты. То есть здесь отмечаются неоднородности, сопоставимые по разме-

рам и по позиции с мантийными волнами III порядка. Такие же волновые осложнения поверхности астеносферы с размерами систем III порядка были выделены по плотности очагов землетрясений автором этих строк [35] на разрезах вдоль дуг Курило-Камчатской и Тонга (см. рис. 3.4).

Структуры верхней части гипотранзитали в континентальной окраине могут оказаться надвинутыми вместе с континентом на зону срединно-океанического спрединга за счёт западного континентального дрейфа. Такие «необычные» сочетания структур наблюдаются в Северной Америке и её окружении. Зона конвективного апвеллинга первого порядка, фиксированная спрединговой зоной Восточно-Тихоокеанского поднятия, атрибутом океана, уходит к северу под североамериканский континент с комплексом структур гипотранзитали. То есть на уровне земной коры происходит «перехлёст» структур, которые образовались в обстановке разных верхнемантийных зон.

5.3. ОКЕАНЫ И КВАЗИОКЕАНЫ

Чтобы обсуждать сущность неоднородностей в Земле, вызывающих образование океанических структур, необходимо уточнить понятие «океан» и вновь обратиться к строению разреза земного шара и свойствам его составных частей.

Концепция тектоники плит внесла много принципиально нового в понимание происхождения современных океанов. Однако обсуждение проблем океанов затруднено вольным обращением с понятием «океан». Очень многими этот термин применяется к очень разным, в том числе малым, бассейнам, обладающим земной корой океанического типа. Потеря масштабности бассейнов при их обсуждении привела к выделению многочисленных океанов на Земле, весьма различных по природе. Между тем в разработках Ю. М. Пущаровского по тектонике океанов, опирающихся на большой фактический геологический материал, содержатся важные положения относительно систематизации бассейнов, к которым применяется термин «океан». Указывается, что понятие «океан» должно быть общим для всех времён геологической истории, что геологическое его понятие отличается от географического. В качестве главного звена дальнейших исследований тектоники и геодинамики океанов и Земли в целом видится «неоднородность мантийных геосфер, связанная с конвекцией, зарождающейся в области раздела ядро–мантия и внутри геосфер» [204].

При систематизации бассейнов, имеющих симатическое основание с отсутствием гранитно-метаморфического слоя, к которым геологи применяют термин «океан», Ю. М. Пущаровским выделяются суперокеан (Тихий), мегаокеаны (Атлантический и Индийский), мезоокеан (Северный Ледовитый) и микроокеаны – малые бассейны с безгранитной корой. При этом краевые моря, обрамляемые островными дугами, не следует относить к категории малых океанических бассейнов. «На некоторых стадиях развития океаны могут состоять из совокупности малых бассейнов, как это наблюдается, например, в Северной Атлантике» [204]. Правомерность отнесения таких бассейнов к категории океанов представляется дискуссионной. Площадь малых бассейнов может быть захвачена более молодым океаном, но стадия формирования их океанического типа коры не есть ещё зарождение океана. Примером может служить захват площади Саргассова моря Атлантикой.

Первые три категории бассейнов соответствуют и географическому понятию «океан», а микроокеаны – морям. Размеры океанов на порядок превосходят размеры микроокеанов. В нашей систематизации они относятся к системам соответственно I и II порядков. Первые можно называть «настоящими океанами», вторые – квазиокеанами (ненастоящими океанами) или морями. Под всеми упомянутыми бассейнами присутствует астеносфера, например вдоль морей западной окраины Пацифики. При этом мощность астеносферы под

морями и островными дугами (например Курильской, Тонга), как уже говорилось, достигает 300 км, а под океаном обычно не превосходит 170 км.

Позиция этих двух типов бассейнов относительно морфологических осложнений ядра Земли принципиально различна. По данным сейсмотомографии, настоящие океаны расположены над выпуклостями внешнего ядра Земли, а малые бассейны с корой океанического типа проецируются на зоны впадин поверхности ядра, которые, как отмечено выше, можно именовать гипотранзиталями (глубинными транзиталями). Из древних квазиокеанов нельзя создавать единый древний суперокеан как антипод единому суперконтиненту.

В концепции тектоники плит подавляющим большинством исследователей считается, что развитие океанов происходит благодаря конвективным течениям в астеносфере, сопровождаемым спредингом литосферы. Данные табл. 3.1 позволяют утверждать, что высказанное положение приемлемо лишь для фазы развития зрелого океана, а зарождение его происходило совместно с зарождением астеносферы и обусловлено иными причинами. Искать различие зарождения литосферы и астеносферы океанов, с одной стороны, и окраинных и внутренних морей, с другой, побуждают следующие обстоятельства.

Во-первых, наличие протяжённых срединно-океанических хребтов, развивающихся над астеносферными валами, свидетельствует о несколько меньшем (первом критическом) значении числа Рэлея, характеризующего состояние подокеанской мантии, по сравнению с конвективными ячеями под окраинными морями (характеризуемыми вторым критическом числом). То есть мощность астеносферы у гипотранзиталей под ячеистыми морями больше мощности астеносферы под океанами.

Во-вторых, согласно табл. 3.1, зарождению конвективных ячей, над которыми бы развивались впадины с океанами размером порядка 10^4 км, должны соответствовать вязкости, на три порядка превышающие вязкость астеносферы, т. е. 10^{23} или даже 10^{25} пуаз, что соизмеримо с вязкостью слоя Голицына или нижней мантии [5]. Напомним, что под окраинными морями вязкость астеносферы на три порядка ниже, т. е. примерно 10^{20} П. Поэтому длительность развития океанов значительно больше, чем морей. Продолжительность жизни настоящих океанов составляет от сотен до миллиарда лет и более, а квазиокеанов лишь десятки миллионов лет. В этом состоит их принципиальное различие.

В-третьих, для мантийных ячеистых поднятий II порядка характерны активные окраины, а для поднятий I порядка под океанами они имеют место только по периферии наиболее крупного и наиболее древнего Тихого океана, обрамляемого упомянутыми выше активными переходными зонами (гипотранзиталями). То есть сам по себе океанический спрединг без особых условий не обеспечивает развитие активных окраин. И дело не в продолжительности экспозиции океанических частей плит, обеспечивающей их охлаждение и утяжеление, вызывающее субдукционное погружение в мантию, что подразумевается в тектонике плит. На Урале субдукция нижнепалеозойских толщ океанического типа началась значительно раньше, чем требовалось на «экспозиционное охлаждение».

Изложенное выше не позволяет полностью согласится и с мнением К. Берка и Дж. Дьюи [291] об образовании океана благодаря объединению серии трёхлучевых рифтов, развивающихся над горячими точками. По схеме упомянутых авторов, из двух лучей образуются рифтовый раскол и зона спрединга, а вдоль третьего формируется трансформный разлом. Такие трёхлучевые сочленения разломов и рифтов имеют место в бассейнах, но не они являются причиной зарождения океанов. Вместе с тем такой механизм, вероятно, приложим к ячеистым морям, развивающимся внутри океана, типа Западно-Марианской котловины Филиппинского моря и др. Возможно образование ячеистых структур и вдоль осей спрединга зрелых океанов с развитой астеносферой. Зарождение же настоящих океанов связано с иными неоднородностя-

ми в Земле. На трёхлучевых сочленениях (например Афар) над гипотранзиталями настоящий океан не разовьётся (ни из Красного моря, ни из Аденского залива, ни из Восточно-Африканского рифта).

5.4. МОДЕЛЬ ГЕОДИНАМИКИ СОВРЕМЕННОЙ ЗЕМЛИ И ФОРМИРОВАНИЯ ЕЁ ФРАКТАЛЬНОЙ КОНВЕКТИВНОЙ СТРУКТУРЫ

С позиций волновой геодинамики и волновых фракталов автором была предложена виртуальная модель планетарной конвекции [28], которая, однако, требует совершенствования. Приведём принципиальную основу модели, а затем те уточняющие поправки к её параметрам, которые должны учитывать первичные неоднородности Земли и различие угловых скоростей геосфер в ротационном режиме. Они требуют пересмотра величин длины волн, которые первоначально рассматривались условно как одинаковые (без учёта первичной асимметрии планеты).

Основой любой модели естественной, а не вынужденной конвекции служит гравитационная неустойчивость. Если в нижней мантии и ядре нет мощных слоёв, находящихся в состоянии плотностной инверсии, то возникновение неоднородностей следует искать в тепловой причине конвекции. Очевидно, что тепловая конвекция будет протекать, при прочих равных условиях, в первую очередь в среде наименьшей вязкости. Такой средой является вещество внешнего жидкого ядра. Кроме того, в ядре с уменьшением глубины (т. е. ближе к его поверхности) происходит заметное увеличение ускорения свободного падения, которое в качестве параметра g входит в числитель уравнения Рэлея, способствуя тем самым проявлению конвекции. Источником тепла может служить интенсивное сжатие за счёт гравитации во внутреннем твёрдом ядре, состоящем из тугоплавких компонентов протопланетного вещества. По оценкам В. Н. Жаркова [99], вязкость внешнего жидкого ядра во много раз меньше 10^9 П и вряд ли превышает 10^3 П. О. Г. Сорохтин и С. А. Ушаков вслед за Д. Лопером, допускают значение 0,4 П [233]. В. В. Орлёнок [180] предполагает вязкость жидкого ядра в 10^9 П, хотя не исключает значений 10–100 П. При такой малой вязкости и огромной мощности внешнего ядра препятствий для конвекции нет. Более того, течения в жидком ядре могут быть турбулентными, так как условия конвекции здесь значительно превосходят критические числа Грассхофа и число Рейнольдса [28]. Однако при вязкости 10^9 П течение, вероятнее всего, будет ламинарным.

Вместе с тем, не исключая возможности более низких значений вязкости, можно полагать, что подобно тому как мелкие вихри в атмосфере являются фрагментами крупных потоков воздушных масс, в жидком ядре также существуют крупные объединённые потоки. При этом, если имеются волновые неоднородности, то, согласно теоретическим положениям Х. Рамберга, их деформирующее воздействие будет проникать в выше расположенную среду на высоту не более длины волны [208]. Для проявления неоднородности на поверхности ядра необходимо, чтобы число волн было не более длины окружности, делённой на мощность внешнего ядра. Радиус внутреннего ядра составляет 1250 км, внешнего – 3478 км при мощности 2228 км. По сечению большого круга внешней поверхности внутреннего (твёрдого) ядра при данных условиях можно уложить не более 3,525 волн, т. е. не более трёх полных волн. Если же укладывать три волны не только по широте, но и по долготе ядра, т. е. в объёме геосферы, где максимумы положительных фаз расположатся аналогично вершинам тетраэдра, то три волны необходимо укладывать в сечение малого круга, соответствующего широте 30°. На такой широте окружность внутреннего ядра (по малому кругу) составляет 6802 км, на которой можно уложить 3,05 волн, т. е. практически ровно три. Положительные фазы

этих волн, естественно, должны совпадать с подъёмами поверхности жидкого ядра и соответствовать восходящим конвективным потокам, а отрицательные фазы – с опусканиями поверхности и нисходящими потоками. Предложенная модель весьма условно была названа тетраэдрической, хотя граней (έδρα) в ней нет, а сечения поверхностей приближаются к комбинации эпициклоиды с гипоциклоидой. Название дано для образного представления о пространственном расположении точек, подобно вершинам тетраэдра или треугольной пирамиды.

Предлагаемая исходя из теоретических посылок виртуальная модель ядра Земли и модель, полученная А. Морелли и А. Дзевонским при сейсмической томографии, согласуются, хотя изображены в разных сечениях (см. рис. 5.1).

По данным А. Морелли и А. Дзевонского [320], на поверхности ядра существуют четыре выпуклые области, но с разными амплитудами поднятия: до 6 км под Северной Атлантикой, до 4 км под Тихим океаном, до 3 км под Индийским океаном и менее 2 км под Арктикой. Впадины до 4 км присутствуют под западной окраиной Тихого океана и юго-востоком Азии, под северо-западной частью Южной Америки, до 2 км – под Красным морем, 1–2 км – под значительной частью Евразии, Северной Америкой и Антарктикой.

О точности этих измерений судить трудно, поскольку по данным сейсмической томографии, проведёной группой геофизиков Калифорнийского технологического института во главе с О. Гудмундсоном [258], подъёмы поверхности ядра присутствуют под восточной частью Австралии, Центральной Америкой и югом Средней Азии, где по сведениям А. Морелли и А. Дзевонского, наоборот, существуют впадины. Как и в первой схеме, подъёмы отмечаются под центральной областью Северной Атлантики, северо-востоком Тихого океана, впадины – под юго-западной частью Тихого океана, Вест-Индией, Европой, Мексикой. Не вполне сопоставимые данные об осложнениях поверхности ядра получены позже А. Дзевонским и Дж. Вудхаузом путём анализа времени прохождения сейсмических волн, отражённых от поверхности раздела ядро–мантия (PcP), и аномалных вступлений сейсмических волн, проходящих через ядро Земли (PKP) [161]. Однако все упомянутые исследователи сходятся в том, что перепады высот могут составлять около 10 км. Не принимая во внимание выявленные А. Морелли и А. Дзевонским детали в рельефе поверхности ядра, которые могут свидетельствовать о реальных неоднородностях конвективных потоков, особенно при наличии турбулентности, или о недостаточной точности измерения и иных причинах, можно отметить главные особенности соотношений рельефа ядра и глобальных структур поверхности Земли. Главные выпуклости ядра совпадают с Атлантическим, Тихим, Индийским, Арктическим океанами. Главные впадины соответствуют западной периферии Тихого океана, Андийскому, Альпийско-Гималайскому поясам, северо-востоку Африки и Антарктиде. То есть океаны, с одной стороны, окраинные, внутренние моря и складчатые системы, с другой, занимают принципиально разную позицию относительно рельефа внешнего ядра Земли.

Разногласия в материалах сейсмической томографии побуждают с осторожностью воспринимать категоричные однозначные геологические интерпретации аномалий сейсмических скоростей. На сомнительность интерпретации геологических структур Земли по расчётным аномалиям малой (0,5–2 %) интенсивности в томографических разрезах обращал внимание академик Н. Н. Пузырёв [200]. Это замечание тем более заслуживает внимания, так как граница ядра и мантии является наиболее резкой по сравнению с иными границами между внутримантийными слоями, но у исследователей в отношении её рельефа имеются расхождения. Мелкие же аномалии по интенсивности и объёму могут сочетать в себе анизотропию скоростей волн, если учесть к тому же, что пути прохождения волн, по которым строятся годогра-

фы для больших глубин, не прямолинейны. Это дополнительно вносит трудности для интерпретации скоростей волн в качестве плотностных аномалий, тем более что, как отмечено в разделе 2.3 главы 2, коэффициент корреляции скоростей волн и плотности равен 0,9. Поэтому всегда требуется дополнительный анализ ситуации с позиций теоретической тектонофизики, хотя и он не спасает от ошибочных выводов.

Определить позицию оси близширотной гипотранзитали может помочь изучение структуры Тетиса. Полученная виртуальная модель морфологии в целом всей мантии в сочетании с особенностями структур Тетиса позволяет заключить, что Тетис не был океаном в полном смысле этого слова, а представлял собой цепочку ячеистых морей (типа окраинных, внутренних), имевших строение литосферы, сходное с океаническим типом. В отличие от океанов, расположенных над положительными фазами волн (над поднятиями) в ядре, он находится и находился над впадиной ядра. Тетис слагают цепочки ячеистых морей и складчатых систем над отрицательными фазами (линейными впадинами) ядра. Иначе говоря, Тетис – верхняя часть типичной гипотранзитали. Каждое звено цепочки представляло собой ячеистое море и обрамляющие его островные дуги, переходящие на фронте в краевые прогибы, сходные с желобами. Подробно геология разных частей Тетиса изложена в главах 9 (Средиземноморье) и 10 (Куба как западная часть Тетиса).

Ячеи могут включать области спрединга (задугового) с частными рифтогенами. Объединение таких рифтогенов в единую крупную рифтовую систему проведено Е. Е. Милановским для западного обрамления Тихого океана [166]. Однако необходимо подчеркнуть, что если рифтовая система срединно-океанического хребта – структурный элемент системы I порядка, то рифтовая система серии окраинных морей – сумма структурных элементов дискретных систем II порядка.

Ячеистые системы в цепочках развиваются, как правило, не синхронно. Об этом может свидетельствовать разное строение в них земной коры, которое можно рассматривать как показатель фазы развития конвекции (адвекции, диапиризма). В единой цепочке различие возраста сходных фаз в разных ячеях может зависеть и от типа земной коры, под которой зарождается конвекция. Как отмечено выше, по принадлежности позиции серии ячей к одной транзитали (и линейной впадине земного ядра) могут считаться членами единой цепочки конвективные системы Карибского моря, моря Скоша (Скотия) к юго-востоку от Южной Америки, а также глубинная структура под бассейном Амазонки, соответствующаяся совершенно иной фазе развития. Кроме того, Карибское море и море Скоша находятся не только над «андийской» впадиной ядра Земли, но одновременно и над зонами других впадин: первое – над западным флангом впадин ядра, принадлежащих Тетису, но отчленённых Атлантикой от Альпийско-Гималайской части пояса; второе – на переходе к Антарктической впадине ядра. Ячеи на этих пересечениях имеют океанический тип земной коры в отличие от континентального типа в Амазонии. Следует обратить внимание и на то, что море Скоша вместе с обрамляющими его Южно-Антильской островной дугой и глубоководным жёлобом находятся в акватории Атлантического океана. Практически везде, кроме Мало-Антильской и Южно-Антильской островных дуг, Атлантический океан обрамляется пассивными окраинами. Из этого примера вполне очевидна несостоятельность представления, пропагандируемого в теории тектоники литосферных плит, о том, что субдукция вызывается возрастанием тяжести плит с увеличением возраста их экспозиции (времени, необходимого для охлаждения).

Окраинные моря западной периферии Тихого океана создают эшелоны, которые выделены и охарактеризованы Н. А. Богдановым [62]. По овальным очертаниям складчатых систем, обрамляющих центральные опускания, рифтам, подъёмам астеносферы на Азиатском континенте мо-

гут быть намечены конвективные системы (и их восходящие ветви – «диапиры») более ранних эшелонов. К одному из наиболее ярких примеров можно отнести Яно-Колымскую ячею.

Совершенно на иных типе коры и стадии развития конвекции системы второго порядка образуется расположенная к востоку от Африки Маскаренская впадина в Индийском океане. Она может представлять зарождение новой ячеи. В будущем к востоку от неё, вероятнее всего, появится зона субдукции.

Итак, в тетраэдрической модели четыре океана соответствуют четырём конвективным системам, нижние части которых отвечают областям нижнемантийного апвеллинга. На уровне средней мантии и выше поднятие масс сопровождается выжиманием, расползанием, приводящим к спредингу средне-верхнемантийных масс и земной коры. В результате по периферии нижнемантийных областей апвеллинга располагаются зоны, которые в нижней мантии соответствуют нижнемантийному даунвеллингу, а вверху – зонам верхнемантийного апвеллинга, где, начиная с астеносферы, образуется цепочка конвективных ячей второго размерного порядка в гипотранзиталях. То есть в глубинах Земли эти зоны имеют разный геодинамический режим: внизу – ограниченный по амплитуде даунвеллинг (опускание во впадины ядра), вверху – существенный по амплитуде апвеллинг (формирование восходящего потока астеносферы с разделением его по простиранию на серию конвективных ячей второго порядка поперечником 1–2 тыс. км). Квазиокеаны являются, как правило, частными приповерхностными структурами гипотранзиталей. Из них не следует пытаться создавать очередные Панталассы как антиподы очередным суперконтинентам.

Предлагаемая волновая «тэтраэдрическая» модель осложнённой формы ядра Земли не в полной мере соответствует модели, полученной по результатам сейсмической томографии. Первая корректива, которую необходимо внести в волновую модель – неравенство амплитуд подъёма ядра. Амплитуда волн вблизи Северного и Южного полюсов меньше, чем под субтропиками. Такое явление вполне естественно, так как на среду пониженной вязкости (внешнее ядро) будет оказывать существенное влияние ротационный режим Земли, приводя к полюсному сплющиванию. С этим явлением в определённой мере можно связывать недоразвитость Северного Ледовитого океана (как по размерам, так и по возрасту) по сравнению с другими тремя океанами, «ядерные центры» которых расположены под южными субтропиками.

Вторая, более существенная корректива – наличие крупного (до 6 км) поднятия ядра под Атлантикой в средних северных широтах, где по теоретической модели должна быть впадина, а на поверхности Земли вместо океана – серия ячеистых морей типа Средиземноморья. Реальный подъём поверхности ядра объясняет океаническое развитие Северной Атлантики, более молодой по сравнению с Центральной и Южной, что согласуется с теоретической моделью. Иначе говоря, североатлантический подъём поверхности ядра можно связывать с частной нестационарностью тетраэдрической модели во времени.

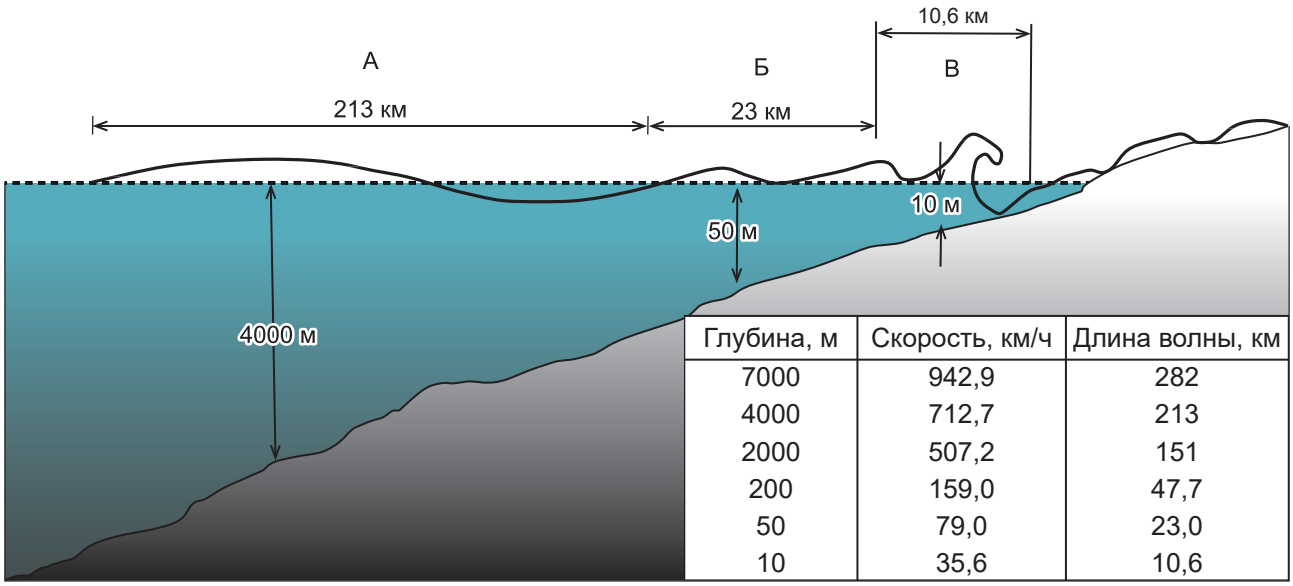
Значительные коррективы в модель необходимо также внести в связи с длиной волн и позицией их максимальных амплитуд на основе данных сейсмотомографии. Это вызывается следующими обстоятельствами. Расстояние между Срединно-Атлантическим хребтом и центром Индийского океана (в целом это середина между тройным сочленением спрединговых хребтов и Восточно-Индийского «90-градусного» хребта) составляет лишь 90–95°, а не 120° по модели, что не соответствует правильному тетраэдру. Это же отражено на широтном глубинном разрезе ядра по данным сейсмотомографии – основание тетраэдра не представляет равнобедренный треугольник: у Тихого океана его сторона расширяется. То есть по данным сейсмотомографии реальные выпуклости ядра оказались расположенными подобно

граням трёхгранной пирамиды (псевдотетраэдра), а не правильного тетраэдра.

То что положительные фазы волн в современной морфологии ядра оказались размещёнными к востоку от Восточно-Тихоокеанского поднятия не через 120°, а через 90–95°, вероятнее всего, обусловлено тем, что в ранней асимметрии Земли под Пангеей мощность жидкого ядра была меньше, чем под Панталассой. При относительном распространении волн к востоку (при западном «дрейфе» верхних геосфер) волны вели себя подобно солитонам (*solitary wave* – уединённая волна). Типичными примерами солитонов являются волны цунами. Проходя по глубоководной части бассейна, эти волны имеют большую длину и малую амплитуду. Подходя к мелководью, волны сокращают свою длину, но увеличивают амплитуду. Ярким примером модели солитона служит цунами, зародившееся после самого крупного в истории Индийского океана подводного землетрясения 26 декабря 2004 года с эпицентром у северной оконечности о. Суматра на глубине около 30 км (рис. 5.3) [112].

Высота волны в открытом океане составляла 0,8 м при скорости 720 км/ч, а по мере торможения в прибрежной зоне снизилась до 36 км/ч при возросшей высоте до 15 м (достигнув 30 м в зоне заплеска). Подобный модельный вариант зарождения волн под Атлантикой и Индийским океаном не является единственно возможным для объяснения рассматриваемой нами проблемы. Но если проводить модельную аналогию (без «заплеска»), то можно предполагать, что упомянутые ядерно-мантийные солитоны, распространяясь к востоку от адвективной волны под Панталассой, сокращали свою длину под Пангеей из-за снижения мощности волновода. При этом увеличение амплитуды способствовало возрастанию мантийного апвеллинга и последующему зарождению Атлантического и Индийского молодых океанов, которые расчленили Пангею. При этом на завершающем этапе волна уже не была способна расчленить азиатскую часть Пангеи полностью, а расчленила Индийским океаном только её южную часть (Гондвану) на Африку, Австралию, Антарктиду.

Другой примечательный факт, зафиксированный сейсмотомографией (см. рис. 5.1, Б), но не вытекающий из виртуальной модели планетарных конвективных структур. Западные фланги Африки и Австралии выходят за рамки им присущих впадин ядра и как бы наползают на его поднятия, находящиеся под Атлантическим и Индийским океанами. Данное явление



Глубина, м	Скорость, км/ч	Длина волны, км
7000	942,9	282
4000	712,7	213
2000	507,2	151
200	159,0	47,7
50	79,0	23,0
10	35,6	10,6

Рис. 5.3. Схема изменения характера волн цунами при подходе к берегу, по [112].

находится в соответствии с реальным западным дрейфом континентов.

Иная, более сложная, картина характерна для американских континентов и касается их соотношений с Тихим океаном и поднятием под ним ядра Земли. Южная Америка в отличие от Африки и Австралии, которые наползают на поднятия ядра под Атлантикой и Индийским океаном, не наползает на восточный край Тихоокеанского поднятия ядра, несмотря на явный западный дрейф континента. Поскольку зона Беньофа на западе Южной Америки весьма пологая в отличие от других зон, можно считать, что здесь субдукция сопровождается шарьяжеобразным надвиганием континента на блок Тихого океана. Самая южная и самая узкая часть Южной Америки, будучи перемещённой к западу, оставляет на востоке, уже на площади Атлантики, южное окончание расположенной под ней гипотранзитали. Тем самым на юго-западе Атлантического океана создаётся эффект его активной окраины. Данная гипотранзиталь, проходящая с севера на юг под Карибским морем, верховьями Амазонки и морем Скоша, имеет северо-северо-западное простирание, что не согласуется с северо-восточным простиранием Восточно-Тихоокеанского поднятия. Это же подчёркивает отсутствие прямой зависимости активных окраин от океанического спрединга, что подразумевается в концепции тектоники плит.

Восточная половина океана (обстановка Восточно-Тихоокеанского поднятия – ВТП) характеризуется спредингом, скорость которого значительно превосходит скорость спрединга в других, более молодых, океанах. Большая скорость спрединга сочетается с более интенсивным проявлением вулканизма по сравнению с медленноспрединговыми хребтами. Если принять во внимание, что пластическая деформация и, соответственно, её скорость зависят от вязкости, то можно с полным основанием утверждать, что под ВТП астенизация мантии проявлена в большей степени, чем под молодыми океанами, и это может быть связано с большим возрастом Тихого океана. С большим развитием вулканизма в его спрединговых хребтах (ВТП, Галапагосском, Хуан-де-Фуко) гармонирует и повышенное проявление колчеданного рудообразования.

Широкая площадь западной части Тихого океана (так называемая Океания с серией архипелагов) находится над впадиной ядра, расположенной к западу от его подтихоокеанского поднятия. Такая позиция над впадиной ядра обычно характерна для активных окраин и для континентов. Эта необычайность позиции Океании примечательна и тем, что на островах архипелагов широко проявлен вулканизм субщелочных оливиновых базальтов, иногда сопровождаемых трахитами, в отличие от толеитовых базальтов, свойственных спрединговым обстановкам. То есть возрождение молодого вулканизма происходит на «состарившейся» океанической мантии. Иначе говоря, у западной части Тихого океана проявляются черты не вполне океанической верхней мантии. Это свойство может быть обусловлено реликтами переходной мантии от Панталассы к Пангее. Северо-западная часть Панталассы при раннем развитии не сопровождалась субдукцией, а характеризовалась лишь оттоком сиаля в северо-западном направлении, преобразовывая мантию в субокеанический тип. Это потом отразилось и в субщелочном базитовом магматизме базальтового слоя западной части Тихого океана, а северо-западнее – в субконтинентальном и континентальном типах земной коры, обогащённой оловом на окраине Пангеи (см. разд. 7.2.1).

Древность Тихого океана, его былое «одиночество» и большие размеры побуждают искать причину его развития либо в связи с одноячеистой планетарной конвекцией, либо, в первую очередь, с неоднородностью Земли, обусловленной раздвоением протопланетного облака и последующей конвекцией после аккреции Земли и Луны. Последний вариант, сочетающий оба процесса, как показано в разделе 4.3, более реален. Неоднородность при аккреции могла спровоцировать начало одноячеис-

той конвекции с разделением литосферы на сегменты Пангеи и Панталассы. Дискуссионным при этом остаётся вопрос: присутствовала ли в самую раннюю стадию развития Земли на месте Пацифики сиалическая кора, смещённая позже при спрединге в область суперконтинента, или её не было никогда, как допускает Ю. М. Пущаровский. Так или иначе, но именно процесс одноячеистой конвекции внёс существенный вклад в основы главной структурной асимметрии Земли, способствовал делению её на два сегмента. Асимметрия сохраняется и усложняется структурами, связанными с развитием упомянутых трёх новых ячей, расположенных в южных широтах, а именно двумя в Индо-Атлантическом и одной в Тихоокенском секторах.

Отмеченные особенности формы ядра и надъядерных структур Земли позволяют поставить вопросы и высказать предположения по проблеме геодинамики, которые не исследованы. Насколько стационарной является форма внешнего ядра и как периоды квазистационарности и нестационарности согласуются с глобальными тектоническими циклами Земли? Малая вязкость вещества внешнего ядра Земли могла бы обусловить большую нестационарность в ней конвективных потоков и позиции генерализованных конвективных ячей. Однако, судя по развитию океанов, можно ожидать, что позиция генерализованных ячей остаётся достаточно стационарной на протяжении не менее 200 млн лет, а возможно, и более, но могут быть и осложнения. Если это так, то напрашивается предположение, что поверхность внутреннего ядра Земли нагрета неравномерно и что она имеет четыре больших термических максимума, которые при соединении их линиями образуют тетраэдр или треугольную пирамиду. То есть стационарность морфологии внешнего жидкого ядра поддерживается стационарностью внутреннего (твёрдого) ядра.

Внесение размерных поправок в виртуальную модель поднятий ядра не меняет её основной сущности. С предложенной конвективной моделью согласуется позиция современных океанов. До юры не было Атлантического, Индийского и Северного Ледовитого океанов, хотя процессы деструкции континентальной коры, обусловившие их зарождение, происходили, естественно, значительно раньше, судя по происхождению ряда морей, их окраин и Тетиса, а также судя по составу аллохтонных толщ на окраинах.

Несмотря на ряд геологических отклонений, предлагаемая модель ядра с волновыми осложнениями сферы четырьмя положительными фазами, расположенными подобно вершинам псевдотетраэдра (тетраэдрическая модель), объясняет ряд следующих глобальных закономерностей строения Земли.

1. Более молодой возраст Северной Атлантики по сравнению с центральной и южной частями этого океана, отделённой от последних отрицательной фазой волны, соответственно, по близширотному сечению тетраэдрической модели. Так, в Центральной и Южной Атлантике рифтообразование произошло соответственно в позднем триасе и юре, а в Северной Атлантике – в раннем мелу. Раскрытие соответственно началось в поздней юре – конце раннего мела и в палеоцене [170].

Если считать, что Средиземноморье, Альпийско-Гималайский складчатый пояс и Карибский бассейн отвечают отрицательным фазам волн «тетраэдрической модели», подобно окружности, отделяющей арктическую положительную фазу от положительных фаз в Южном полушарии, соответствующих остальным трём океанам, то можно заключить, что эта окружность, соединяющая упомянутые отрицательные фазы, расположена не перпендикулярно к современной оси вращения Земли. В Восточном полушарии она располагается вблизи сороковой широты. В Западном полушарии к поясу отрицательных фаз волн тетраэдрической модели относятся Карибский бассейн и Антилы в качестве части Тетиса, отчленённой Атлантикой. Этот бассейн имеет наиболее южную позицию по сравнению с иными частями Тетиса. Отсюда следует, что нормаль к «арктической»

положительной фазе волны на ядре должна выходить к северу от Северной Америки в районе архипелага Парри, где в настоящее время находится магнитный полюс Земли. Эти построения интересны тем, что, как считали Х. Такеучи и Е. Вестин, а позже и многие другие исследователи, различие скорости вращения мантии и ядра обусловливают земной магнетизм [89]. То есть вероятно, что вращение между определёнными глубинными геосферами с электрически заряженными массами происходит вокруг оси, соответствующей нормали к арктической положительной фазе волны на тетраэдрической модели ядра.

2. Согласно предлагаемой модели зрелый океан должен окаймляться зонами литосферных структур гипотранзиталей – активными континентальными окраинами с развитием островных дуг, окраинных морей, складчатых поясов, которые могут образовывать несколько эшелонов. За пределами эшелонов на удалении от зрелого океана или непосредственно рядом с молодым океаном располагаются устойчивые области – континентальные платформы. Окраины между ними тектонически относительно пассивны. При этом впадины ядра к периферии молодых океанов в настоящее время находятся под континентами. Следует ожидать, что при дальнейшем спрединге океанической литосферы эти впадины окажутся на краю океана, и на их месте возникнут активные окраины как отражение гипотранзиталей на уровне литосферы.

3. Глобальная геодинамика и структура Земли определяются, прежде всего, общей волновой особенностью конвекции, зарождаемой в ядре. При этом надо иметь в виду её важную специфику, а именно принципиальное различие конвекции во внешнем ядре и в мантии. Во внешнем (жидком, малой вязкости) ядре конвекция протекает при втором числе Рэлея. Она состоит из четырёх крупных ячей, в каждой из которых наверняка присутствуют фракталы, не фиксируемые геофизическими методами. Вопрос о причине конвекции в мантии и её особенностях является дискуссионным. Мантия по отношению к ядру не находится в состоянии гравитационной неустойчивости из-за её существенно меньшей плотности. Основой зарождения конвекции в мантии могут быть два обстоятельства: нагрев над восходящей ветвью ядерной конвекции и подъём мантии над ядерным возвышением, инициирующий вертикальные перемещения среды с последующими её пластическими течениями. Волны находятся в замкнутой сфере, наследуют ячеистый контур конвекции в ядре, но из-за очень большой вязкости мантии конвекция в ней соответствует ранним фазам развития при первом числе Рэлея. Нарастание пространства в верхних сферах Земли создаёт условия для латерального расползания восходящих масс, что способствует восстановлению изостазии и компенсации возрастающего гравитационного потенциала, возникающего при подъёме масс большой плотности. Те же условия способствуют нижнему даунвеллингу (опусканию) и верхнему апвеллингу (всплыванию) масс в гипотранзиталях. Альтернативная такой схеме модель с субдукцией литосферных плит до ядра, скольжением их по границе с мантией (по слоям Берзон и D") не представляется реальной из-за проблем с субдукцией.

4. Конвективные перемещения мантийных и коровых масс, сопровождаемые тектонической гравитационной дифференциацией, приводят к переносу их ротационного количества движения, что вызывает отставание верхних геосфер от нижних при их вращении вокруг земной оси. Следствием этого является «закручивание» обширных континентальных масс Северного полушария на 35–40° с востока на запад (т. е. по часовой стрелке). Другое следствие – обилие близширотных сдвигов как в океанах (трансформные разломы), так и на континентах. Глобальные конвективные ячеи, определяющие образование и разрастание океанов, в краевых частях провоцируют развитие сдвигов по границам с континентами. Примером служит правый сдвиг Сан-Андреас в Калифорнии

по границе с Тихим океаном. Следствием сдвиговой тектоники по западной границе Индийского океана служит образование впадин озёр Ньяса, Танганьика, Рудольф по механизму pull-apart при левых сдвиговых перемещениях вдоль Восточно-Африканского грабена. Подобно сдвигам, связанным с мантийным зарождением и литосферным развитием Индийского океана, оттеснением при этом континентальной литосферы к северу от него, могут рассматриваться левые сдвиговые перемещения вдоль близмеридиональных разломов Урала.

5. Предложенная модель позволяет конкретизировать природу тектонических систем I и II размерных порядков, обусловленность их позиции и геодинамической взаимосвязи. Наряду с известными взаимосвязями срединно-океанического спрединга с восходящей ветвью мантийной конвекции, что теперь практически никем не оспаривается и является основой концепции тектоники литосферных плит, предлагаемая модель в ряде положений принципиально по-новому трактует природу активных окраин и наиболее важного их атрибута – субдукции. Субдукция рассматривается не как естественное потопление литосферных плит при подходе их от зоны спрединга к континенту или при утяжелении с увеличением возраста. В предлагаемой модели субдукция рассматривается как атрибут конвективных ячей второго размерного порядка, развивающихся вверху гипотранзиталей. То есть субдукция независима от спрединга океанических бассейнов, причём погружение происходит в виде сжатой синклинали на краю конвективной ячеи, а не в виде слэба в соответствии с моделью плейт-тектоники.

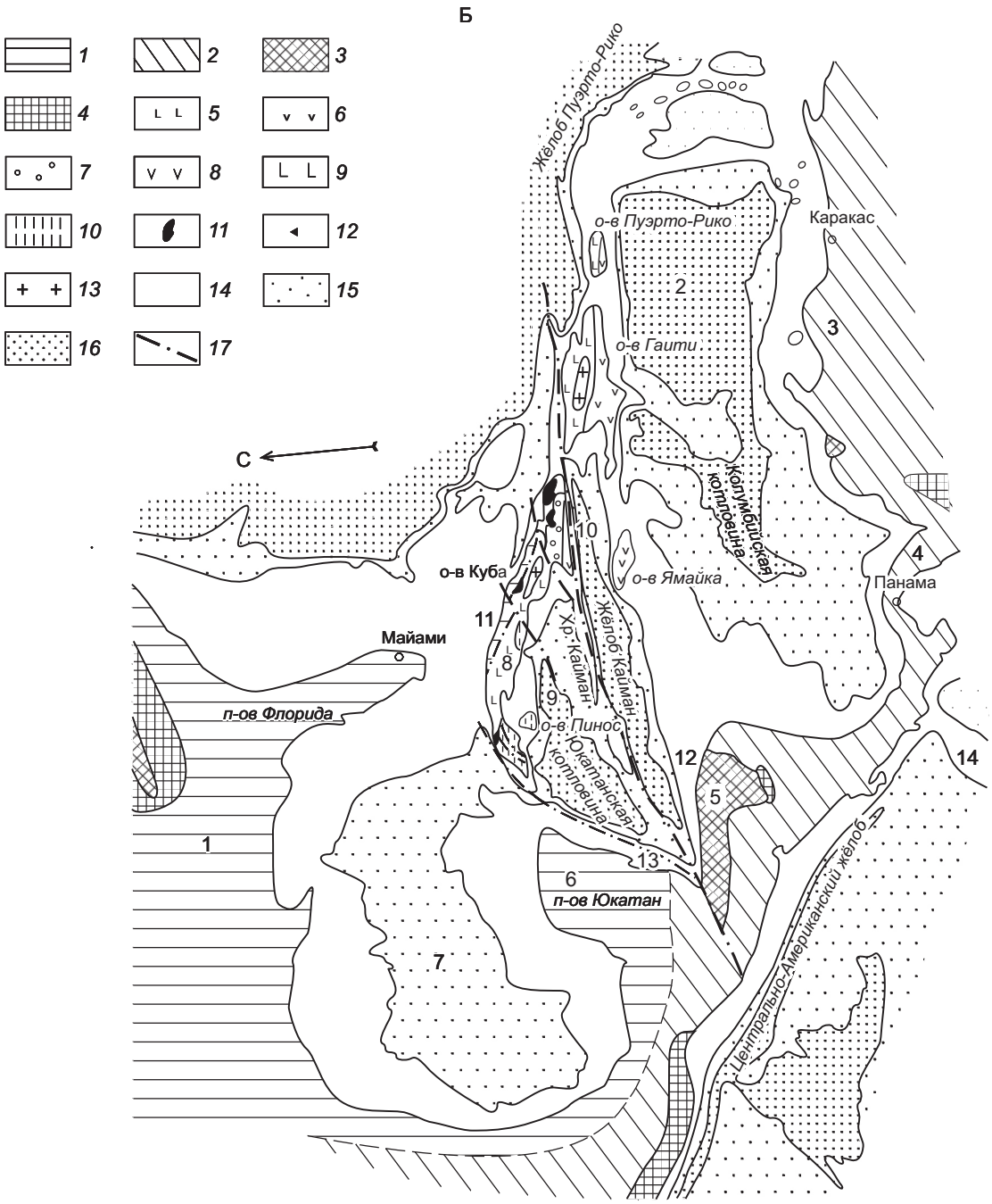
6. Одной из важных характеристик верхних (литосферных) горизонтов гипотранзиталей служат тектонические ансамбли как закономерно построенные комплексы геологических структур [28, 39]. Примеры таких ансамблей – комплексы структур между Европой и Африкой, а именно Средиземноморский отрезок Тетиса – структуры I порядка, между Европой и Азией, между Северной и Южной Америкой (Центральноамериканский комплекс) с более детальной характеристикой структур II порядка. Геология большинства участников упомянутых ансамблей описана в литературе, что позволяет не рассматривать полностью все из них, а наиболее важную, наполненную фактическим материалом характеристику поместить в третью часть настоящей монографии, где она подробно изложена в главах 9–11, посвящённых Средиземноморью, Кубе и Уралу. Здесь же приведены схемы двух последних ансамблей в аспекте их сопоставления (рис. 5.4). Центральноамериканский комплекс на рисунке для более наглядного сравнения повёрнут на 90°. Поразительное сходство строения этих двух ансамблей, несмотря на различия в возрасте и ориентировке в пространстве, вряд ли можно отнести к результату случайного столкновения плит. Вероятнее всего, происхождение таких ансамблей, включая присутствие в них структур субдукции, шарьяжей, диктуется астеносферно-литосферной конвекцией, которая подобно матрице «печатает» в земной коре свои «произведения».

Разумеется, имеются и существенные различия в ансамблях, зависящие, во-первых, от возрастной неполноты Центральноамериканского ансамбля, в котором отсутствуют образования другого ансамбля, возникшие за последние 300 млн лет. Судя по аналогичным геологическим формациям и их комплексам, современное состояние Кубы аналогично состоянию Урала на рубеже среднего–позднего карбона. Ансамбли имеют разный уровень эрозионного среза, разную ориентировку относительно земной оси и, соответственно, разные осложнения в связи с ротационной геодинамикой.

Выделение тектонических ансамблей может использоваться для получения большей информации при системном анализе частных структур комплекса в аспекте принципа соотношения системы с внешней средой. Однако, отмечая при этом и прогнозируя тектонические и металлогенические аналогии, следует иметь в виду наличие конкретных отличий.

Рис. 5.4. Тектонические ансамбли над зонами впадин ядра Земли и позиция в них Урала (А) и Больших Антил (Б).

1 – континентальные платформы и их окраины; *2–4* – антиклинорно-синклинорные зоны, складчатые и складчато-глыбовые области: *2* – сложенные породами палеозоя в Евразии и мезозоя в Центральной Америке без расчленения на зоны, *3* – докембрийские и кембрийские массивы, *4* – палеозойские массивы среди альпийских складчатых областей Центральной Америки; *5–13* – тектонические системы и их элементы: *5* – эвгеосинклинальные (квазиокеанические) комплексы первого тектоно-магматического цикла, превращённые во внешние островные дуги; *6, 7* – эвгеосинклинальные комплексы второго цикла: *6* – внутренних магматических дуг (вулкано-плутонические пояса), окраинно-конти-



нентальной для Урала и островной для Больших Антил, *7* – междуговых бассейнов; *8* – комплексы эпиконтинентального краевого вулканического пояса; *9* – поднятые в антиформах (эдуцированные) ранее субдуцированные, регионально метаморфизованные вулканогенные комплексы первого тектоно-магматического цикла; *10* – поднятые в антиформах терригенные комплексы рифтогенного этапа развития; *11–13* – тела интрузивных формаций: *11* – дунит-гарцбургитовой, *12* – дунит-клинопироксенит-габбровой, *13* – гранитоиды без расчленения; *14* – современные акватории Центральной Америки с глубинами 0–2 км и койлогенные области с мезозойско-кайнозойскими осадками в Евразии; *15* – современные акватории с глубинами 2–4 км в Центральной Америке и 0–2 км в Евразии; *16* – акватории с глубинами > 4 км; *17* – тектонические разломы.

Одинаковыми номерами на рисунках А и Б обозначены сопоставимые по позиции структуры Евразии и Центральной Америки: 1 – Русская и Багамская платформы и их пассивные окраины; 2 – койлогенные (наиболее опущенные) области: Обская (Западно-Сибирская) и Венесуэльская котловина Карибского моря; 3 – антиклинорно-синклинорные зоны обрамлений Сибирской и Бразильской платформ; 4 – Алтае-Саянская складчатая область и Панамская часть Андийской системы; 5 – Кокчетавский, Улутауский массивы и Никарагуанское поднятие; 6 – шельфовая зона, превращённая в северо-западное погружение Южно-Тяньшаньского складчатого пояса (горы Букантау, Тамдытау), и Юкатан; 7 – Каспийское море и Мексиканский залив, ограниченный по изобате 2000 м; 8 – внешние островные дуги: Западно-Магнитогорская и Кубинская; 9 – междуговые бассейны: Магнитогорско-Мугоджарский и Байамо-Юкатанский; 10 – внутренние магматические дуги: Приосевая восточного Урала и Сьерра-Маэстра-Кайманская; 11 – Главный Уральский и Главный Кубинский разломы; 12 – Валерьяновский вулкано-плутонический пояс и северо-восточный подводный склон Никарагуанского поднятия; 13 – Таласо-Ферганский и Юкатанский разломы; 14 – рифтогенные зоны Чарская и хребта Кокос.

5.5. АСТЕНИЗАЦИЯ МАНТИИ В ПРОЦЕССЕ ЯДЕРНО-МАНТИЙНОЙ КОНВЕКЦИИ И РАЗВИТИЕ АСТЕНОСФЕРЫ

Термальная и структурная выпуклость на поверхности ядра приводит к двум важным следствиям. Во-первых, к увеличенному тепловому потоку в мантии над выпуклостями ядра, с чем, возможно, связаны частичное разуплотнение и снижение скоростей сейсмических волн, отмеченное на разрезе земного шара [320]. Во-вторых, вместе с подъёмом поверхности ядра происходит подъём мантии и её геотермы при частичном расползании вещества в стороны. Подъём мантийных плотных масс, как показано выше, неизбежно должен вызвать спрединг, компенсирующий возрастание гравитационного потенциала и сохраняющий неизменным всестороннее давление на глубине. Этот же процесс приводит к астенизации определённых уровней мантии, которые принято считать астеносферой. В отношении природы астеносферы и её свойств нет единой точки зрения.

Астенизацию рассматривают, прежде всего, как понижение эффективной вязкости. Вязкость вещества Земли различна как по вертикали, так и по латерали. Исторически, после работ Ч. Ван-Хайза (1904 г.) и Дж. Баррелла (1914 г.), под астеносферой принято понимать условное сферическое пространство в верхней мантии, в котором усреднённая величина вязкости вещества по косвенным признакам понижена. С неменьшим основанием аналогичный термин подошёл бы по смыслу и для внешнего ядра Земли, но он применяется только к части верхнемантийной сферы. Относительно происхождения астеносферы высказывались разные суждения. Наиболее распространены в разных вариантах представления о присутствии флюидов или о частичном расплавлении твёрдой среды. Расплавная фаза может быть как реликтовая, новообразованная или как сочетание того и другого. В настоящее время ясно, что астеносфера не занимает полностью сферу определённого глубинного уровня, а слагает серию линз.

Вероятные причины зарождения астеносферы как новообразования при ядерно-мантийных подъёмах, на наш взгляд, более соответствуют действительности, по сравнению с представлениями о первичном глобальном существовании астеносферного слоя и полном его истощении под континентом. Последняя концепция не объясняет весьма большую амплитуду впадин астеносферы по сравнению с амплитудой её подъёмов и входит в противоречие с физическими условиями образования глобальных структур типа океанов, размеры которых соответствуют адвективным подъёмам вещества вязкостью порядка 10^{23}–

10^{24} пуаз. Вместе с тем широкое проявление ячеистых структур в фундаменте континентов и то, что астеносфера под ними почти исчерпана, дают основание к такому предположению: в глубоком докембрии при одноячеистой ядерно-мантийной конвекции закономерности рождения, развития астеносферы и литосферы регулировались теми же факторами, что и при развитии гипотранзиталей в фанерозое. Под океанами астеносфера не была достаточно мощной, иначе бы их площадь повсюду занимали только ячеистые моря.

Вопрос о мощности астеносферы под океанами однозначно не решён. И это связано с рядом обстоятельств. Так, само понятие астеносферы, распространённой в разных частях земного шара, до определённой степени условно, и принципы её выделения различны. Её выделяют по пониженным вязкости и плотности, повышенной электропроводности. Однако не всегда эти свойства проявляются совместно. Например, под Фенноскандием, где Н. А. Хаскеллом, а затем Е. В. Артюшковым была определена вязкость астеносферы, согласно сейсмическим данным астеносфера отсутствует [1]. Наиболее достоверное выделение астеносферы по разряжению плотности очагов землетрясений в сейсмоактивных областях для мантии океанов малоприемлемо, так как глубокофокусные землетрясения здесь не зафиксированы. Существующее представление о том, что в океанах верхняя граница астеносферы расположена на глубине 50–60 км, а нижняя на глубине 400 км [263], т. е. что мощность астеносферы составляет около 350 км, не согласуется с важным фактом. Дело в том, что, как показано в разделе 3.3, в окраинных морях астеносфера мощностью 300 км образует ячеистые адвективные поднятия с поперечником 1–2 тыс. км, и это характеризует достижение второго критического числа Рэлея. В океане в отличие от его окраин такие ячеистые структуры размером 1–2 тыс. км чрезвычайно редки. В противовес им имеются астеносферные валы, и лишь на них развиваются ячеистые поднятия, но уже более высокого, третьего и четвёртого, размерных порядков. Это может свидетельствовать о том, что астеносфера в океанах имеет меньшую мощность, чем в окраинных морях, так как на фоне структур первого порядка в структурах второго порядка достигается лишь первое критическое число Рэлея.

Мощность астеносферы, определённая по разуплотнению очагов землетрясений на вертикальных проекциях сейсмофокальных зон под окраинными морями Охотским и Фиджи, составляет около 300 км (см. рис. 3.3) [28, 31]. При отсутствии глубоких сейсмофокальных зон мощность астеносферы определяется расчётами в априорных моделях. Так, по геотраверсу Япония – Гавайи, т. е. к востоку от окраинных морей, В. Ю. Косыгиным и В. И. Исаевым выделяется астеносфера на глубинах 20–60 и 90–220 км, или общей мощностью около 170 км [130]. Из упомянутых определений величин мощностей астеносферы, входящих в уравнение Рэлея в виде H^3, следует отношение $300^3 : 170^3 = 5{,}5$, что близко к отношению критических чисел Рэлея $R_2 : R_1 = 10\,000 : 1700 = 5{,}9$, что явно не случайно. Всё это объясняет то, что в отличие от западной периферии Тихого океана (Пацифики), где присутствуют цепочки ячеистых окраинных морей, на остальной части практически отсутствуют ячеистые структуры аналогичного размера, свидетельствующие о подобного рода подъёмах астеносферы. Проявлены лишь линейные поднятия астеносферы, венчаемые вулканическими спрединговыми и внутриплитными хребтами.

Сопоставить мощности астеносферы под окраинными морями и под океанами можно другим способом, используя диаграмму Х. Рамберга (рис. 5.5), характеризующую зависимость длины волны, возникающей на границе гравитационно неустойчивых сред, от мощности всплывающего слоя, его разуплотнения и отношения вязкостей всплывающего и перекрывающего слоёв [208].

В тектонике литосферных плит этот вопрос не рассматривается, так как считается, что плиты движутся относительно од-

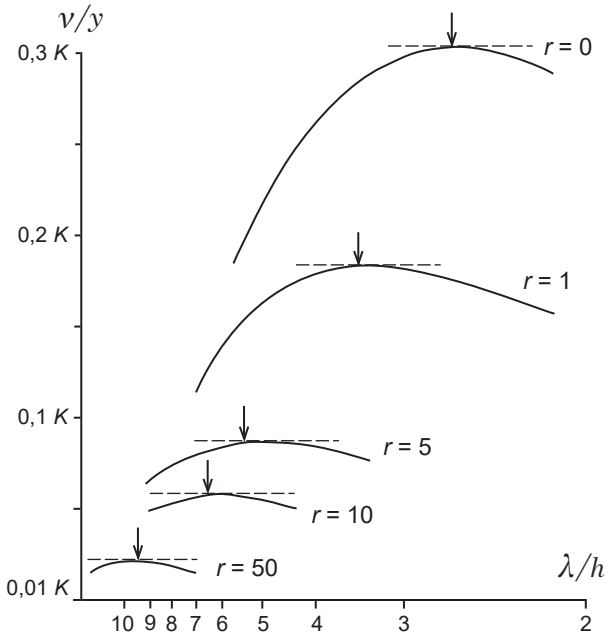


Рис. 5.5. Скорость роста относительной амплитуды волн ν/y как функция отношения длины волны λ к толщине слоя, всплывающего сквозь покрывающий слой бесконечной толщины. Диаграмма Х. Рамберга [208].

$K = \frac{\Delta\rho \cdot g \cdot h}{2\eta_o}$, $r = \frac{\eta_a}{\eta_o}$, где: $\Delta\rho$ – разница плотности всплывающего (питающего) и перекрывающего материалов; h – мощность питающего слоя; η_a, η_o – динамическая вязкость покрывающего и питающего материалов; g – ускорение силы тяжести.

ной оси спрединга и транспортируются, как на конвейере, в разные стороны от срединно-океанического хребта в качестве двух ветвей одной конвективной ячеи[1].

Лишь в случае окраинных морей допускается рассеянный спрединг. Представление об одной транспортирующей конвективной ячее ставит трудно разрешимый вопрос: в чём причина того, что при мощности конвектирующего слоя менее 300 км ширина океанической ячейки достигает 4 тыс. км и более? И это происходит при относительно малой мощности перекрывающего слоя! То есть латеральный размер конвективной ячеи представляется слишком большим. Мало того, в океанах вне срединно-океанических хребтов существуют валообразные поднятия с проявлениями так называемого внутриплитного активного вулканизма. Они развиты над валообразными астеносферными поднятиями, которые отвечают адвекции, характеризуемой первым критическим числом Рэлея. Расстояния между валами не строго постоянны, но чаще находятся в интервале 600–1000 км. Примером служит поднятие Святой Елены, находящееся в 700 км к востоку от Срединно-Атлантического хребта. В Тихом океане это серия поднятий: островов Тутуаи, островов Общества и Туамоту, Маркизских островов, отстоящих друг от друга на 600–900 км, в среднем около 800 км. Поднятие островов Лайн отстоит от поднятия Гавайских островов на 1000–1100 км. В Индийском океане поднятие, тянущееся с севера на юг от Сейшельских островов к Маскаренским, отстоит от оси Аравийско-Индийского хребта на расстояние 700–800 км.

Если допустить, что спрединговые хребты и внутриплитные вулканические поднятия имеют под собой астеносферу, которая подчиняется законам гравитационного всплывания, то по расстояниям между соседними поднятиями, принимаемыми за длину волны λ, можно оценить по диаграмме Рамберга мощность астеносферы. Соотношение $\lambda : h$, как и для случая окраинных морей, примем равным 5. Тогда мощность подокеанской астеносферы для разных мест составит от 130 до 200 км, что достаточно близко к значениям в априорных моделях тектоносферы, рассчитанных В. Ю. Косыгиным и В. И. Исаевым [130]. Иными словами, мощность астеносферы под океанами примерно вдвое меньше, чем под окраинными морями. Раздвижение континентов происходит не путём скольжения литосферы по астеносфере, а путём пластического расползания мантии, включая её глубины, ниже астеносферы. В этом состоит геодинамическая сущность настоящего океана как системы первого (глобального) порядка, в отличие от малого

[1] Некоторые исследователи рассматривают половину такой ячеи как самостоятельную ячею.

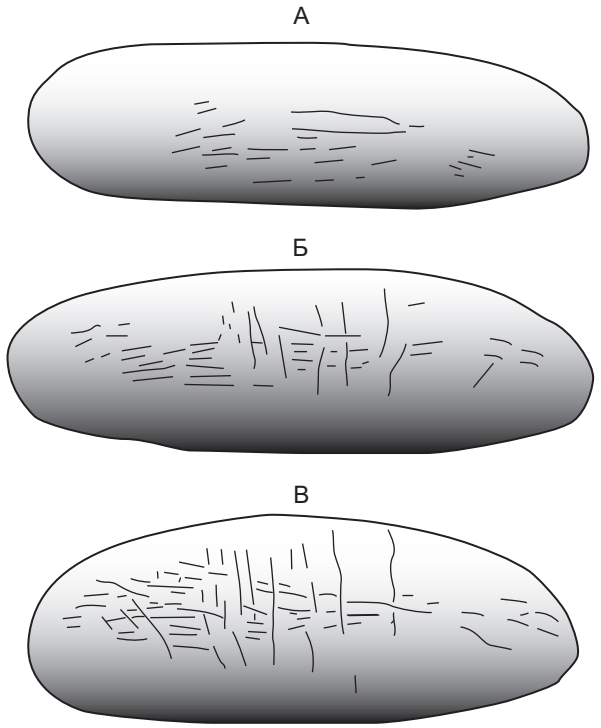


Рис. 5.6. Последовательное развитие осепродольных (А) и осепоперечных (Б, В) разрывов в объёмных моделях поперечного изгиба из влажной глины [81].

бассейна с корой океанического типа, регулируемого астеносферой и представляющего систему второго порядка. То есть глобальную литосферную плиту (состоящую из континента, пассивной окраины и половины океана или сложного литосферного комплекса) не надо полностью отрывать от астеносферы и расползающейся подастеносферной мантии. Вместе они представляют верхнюю часть половины одной из планетарных конвективных систем. Одна из ранних в этой области моделей – модель Эльзассера [296], согласно которой конвективная система состоит из верхней литосферной ветви и нижней астеносферной, с возвратным течением, может характеризовать систему второго (провинциального) масштабного порядка.

В предшествии зарождения астеносферы, судя по данным табл. 3.1 и разрывной структуре литосферы океанских областей, происходило растрескивание безастеносферной мантии и литосферы подобно тому, как образуется сетка разрывов в складке поперечного изгиба (рис. 5.6). После зарождения астеносферы, её подъёма и совместного с ней расползания литосферы по астеносферной «смазке» вдоль разрывов одной системы формируется срединно-океанический хребет, а вдоль другой – трансформные разломы, фрагментирующие океанические литосферные плиты. Фрагменты плит неравномерно относительно друг друга сползают от осевого хребта или перемещаются по сдвигам в ротационном силовом поле Земли.

Помимо спрединга литосферных плит и воздымающейся астеносферы, очевидно, происходит и спрединг подастеносферной части мантии с выпуклостей жидкого ядра в сторону его впадин, компенсируя возрастание гравитационного потенциала в поднятиях. Расползание мантии с поднятия в этом случае приводит к её скучиванию в разрезе гипотранзитали, т. е. подобно «расклёпыванию» над впадинами ядра, увеличению мощности мантии и подъёму её поверхности, а следовательно, и подъёму соответствующей геотермы. Подъём геотермы, как видно из рис. 5.7, способствует образованию мощного слоя астеносферы.

В геодинамическом аспекте формирование астеносферы и особенности её позиции представляются следующим образом. Подъём геотермы может быть равнозначным пересечению ею линии солидуса мантийного вещества, что приведёт к частичному плавлению пиролита (например лерцолита) и возникновению астеносферы.

Судя по соотношению наклонов и форм линий геотермы Земли и солидуса базальтов, подъём геотермы из точки А в точку В вызовет частичное плавление вещества вверху в мантии в слое, имеющем мощность, сопоставимую с амплитудой подъёма. Мощность частично астенизированной таким образом мантии ниже точки А может значительно превышать амплитуду подъёма.

В связи с этим можно заключить, что подъём поверхности астеносферы под океаном и окраинными морями на амплитуду более 10 км, вероятнее всего, обусловлен

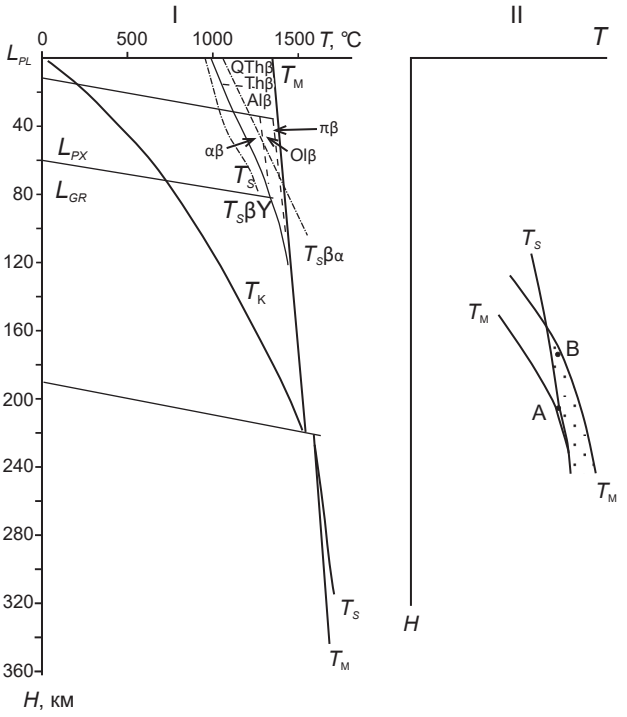


Рис. 5.7. Распределение температур в земной коре и верхней мантии (I – по данным [233], II – деталь диаграммы, поясняющая образование астеносферы.

T_K – геотерма древних континентов; T_M – адиабатическая температура верхней мантии; T_S – температура солидуса, осредняющая температуры солидуса базальтов, по Йодеру и Тилли (T_SβY), Грину и Рингвуду (T_Sβα). Области выплавок базальтов: QThβ – кварцевые толеиты, Thβ – толеиты, Alβ – глинозёмистые базальты, Olβ – оливиновые базальты, πβ – пикрит-базальты, αβ – щелочные базальты. Области устойчивости лерцолитов: L_{PL} – плагиоклазовых, L_{PX} – пироксеновых, L_{GR} – гранатовых. Крапом показана область возможного частичного плавления мантии при подъёме геотермы.

адвекцией астеносферы. Вместе с тем значительное увеличение мощности астеносферы на глубину, которое отмечается под окраинными морями (судя по снижению плотности очагов землетрясений над слоем Голицына, см. рис. 3.4), вероятнее всего, связано с отмеченными особенностями частичного плавления или флюидизации вещества в мантии при декомпрессии.

Таким образом, подъём мантии приводит не только к развитию в ней и коре спрединга, обеспечивающего сохранение гравитационного потенциала системы, но и к развитию астеносферы, которая становится гравитационно неустойчивой по отношению к мантийной части литосферы и стремится к адвекции.

При сходстве *P-T* причин (давления, температуры) возникновения астеносферы под океанами и окраинными морями есть существенное различие в геотектонических условиях их образования. Под океанами подъём геотермы происходит вместе с воздыманием ядра и мантии – поднятия I порядка, а под окраинными морями в гипотранзиталях – над поясами скучивания мантии, обрамляющих поднятия I порядка. Взаимосвязь процессов позволяет считать, что окраинные моря должны по времени запаздывать в своём образовании по сравнению с океанами, но развиваются с относительно бóльшей скоростью, о чём свидетельствует быстрое достижение второго критического числа Рэлея в астеносфере под морями. Это же следует из того, что формула Рэлея предусматривает преобладание конвективного (механического вместе с массами) переноса тепла над кондуктивным.

Изучение особенностей развития структур современной Земли позволяет предполагать сущность процессов, формирующих древнюю континентальную литосфру. Л. И. Лобковский и В. Е. Хаин [151] отмечают наличие астенолитов под континентальной корой пассивных окраин в основании кольцевых поднятий с центральными депрессиями. Это ещё одно подтверждение того, что гипотранзитали не являются следствием спрединга литосферных плит.

В системах I и II порядков конвекция и её сочетания с транстенсией должны учитывать процессы, обеспечивающие восстановление изостазии путём латерального расползания масс, которое обеспечивает декомпрессию. Декомпрессия, в свою очередь, приводит к созданию условий для частичного или общего плавления, т. е. последовательному снижению вязкости в конвективных системах. В нисходящем потоке одновременно происходят полиморфные превращения минералов, уменьшающие

объём масс с возрастанием их плотности, а в восходящем потоке декомпрессия приводит к увеличению объёма фаз, снижению их плотности, к развитию астеносферы, причём более мощной (около 300 км) в ячеях II размерного порядка по сравнению с астеносферой (около170 км) под океаном. Линзовидная форма вертикального сечения астеносферы при её зарождении приводит к тому, что сначала закладывается линейный рифтоген, а при последовательном увеличении мощности астеносферы – ряд ячей, смежных с рифтом. Место древних рифтогенов могут наследовать новые. Ансамбли таких структур присутствуют при сочетании Восточно-Африканского рифтогенного пояса с ячеями Калахари, Виктория, Афар; Уральского пояса с ячеями Казахстанской, Западно-Сибирской, Карской; Устьенисейско-Хатангского пояса с ячеями Западно-Сибирской, Тунгусской, Якутской, Верхояно-Колымской. Эти ансамбли соответствуют отрицательной фазе волновых осложнений ядра современной Земли.

Сочетание линейных квазиокеанов и ячеистых структур в докембрийских и палеозойских толщах континентов, по-видимому, имеет ту же особенность развития средней мантии при одноячеистой планетарной конвекции, что и мантии современных гипотранзиталей. То есть поднятие мантии в одной общей ячее под Панталассой приводило к расползанию средней мантии, нагнетанию среднемантийных масс в область под суперконтинентом. В результате под Пангеей происходил даунверллинг нижнемантийных масс (малый по амплитуде с возрастанием их плотности), а выше средней мантии – апверллинг верхней мантии с декомпрессией и уменьшением плотности пород. В верхней части мантии зарождалась астеносфера в виде разновозрастных зон, подобных современным гипотранзиталям, которые обеспечивали развитие ячеистых структур и линейных рифтогенов (квазиокеанов). К такому же выводу побуждает сходство тектонических ансамблей: мезозойско-кайнозойского межконтинентального Карибского сектора гипотранзитали Тетиса и палеозойского Уральско-Западносибирского, ныне континентального. Оба развились в фанерозое, только первый тогда, когда началось развитие четырёхъячеистой структуры ядра и мантии (мезозой), а второй – на завершении одноячеистой структуры планетарной системы. То есть эти домезозойские бассейны с корой океанического типа не являлись океанами. Они отражают не апверллинг всей мантии над ядром, как настоящие океаны, а апверллинг верха мантии с развитием астеносферы в иных условиях. Поэтому размеры и продолжительность времени существования квазиокеанов значительно меньше.

Проведённое исследование происхождения и развития гипотранзиталей, появление в них астеносферы с повышенной мощностью в связи с особенностями компенсационной организации пластического течения во всей мантии (даунверллинг внизу и апверллинг средней и верхней мантии) позволяют считать, что при древней одноячеистой планетарной конвекции эти же явления имели место. Иначе говоря, под современными континентами расположены верхние части зон древних гипотранзиталей, происхождение которых было реакцией средней мантии на восходящие движения всей мантии под Панталассой. Их ячеистые структуры с обрамляющими зонами субдукции явились главными факторами, обусловившими региональный метаморфизм пород, проявленный практически во всех древнейших толщах.

ГЛАВА 6 СУБДУКЦИЯ КАК КРАЕВОЙ ЭФФЕКТ РАЗВИТИЯ КОНВЕКТИВНЫХ ЯЧЕИСТЫХ СИСТЕМ II ПОРЯДКА И ЕЁ МИНЕРАГЕНИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ

Субдукция как процесс и зоны субдукции как структурные элементы вызывают острую дискуссию применительно к современным и тем более древним подвижным частям Земли. Одни исследователи безоговорочно принимают модель субдукции, предложенную теорией тектоники литосферных плит (ТЛП), другие предлагают принципиально иную модель. Третьи, особенно часть тех, кто отстаивает теорию геосинклиналей или гипотезу расширяющейся Земли, полностью отрицают возможность такого процесса. Препятствием к познанию природы субдукции являются, с одной стороны, представление о литосфере окраинных, межматериковых морей как о жёстких плитах и недоучёт пластических вертикальных, горизонтальных течений при ячеистом подъёме астеносферы. Даже убеждённые сторонники ТЛП отмечают, что за рамками этой концепции осталась проблема происхождения окраинных и внутренних морей с корой океанического типа [269]. С другой стороны, рассмотрение геосинклинали как саморазвивающейся геодинамической системы недоучитывает структуры, возникающие на границе линейного рифтогена или океанического бассейна, формирующегося сначала автономно, а потом вступающего во взаимодействие с активно развивающейся по соседству ячейкой глубинной конвекции и связанными с ней структурами. Преодолеть противоречия между концепциями можно, если отойти от ортодоксальных представлений.

6.1. ОБЩИЕ СХЕМЫ (МОДЕЛИ) СУБДУКЦИИ

В настоящее время в литературе господствует модель субдукции в виде погружённой пластины (плиты) океанической литосферы под менее плотную литосферу и далее в глубины астеносферы, а в некоторых схемах и в нижнюю мантию, иногда вплоть до ядра Земли. В таком понимании в ТЛП термин «субдукция» закреплён в 1978 году 2-й Пенроузской конференцией Геологического общества Америки [162]. Модели такой субдукции широко известны, её относят к типу Б-субдукции [91, 249, 269]. Погружение океанической литосферы на границе с континентом или островной дугой при Б-субдукции рассматривают как следствие латерального разрастания плиты при спрединге, её утяжеления при длительном остывании. В отличие от этого активный контакт двух континентальных масс априори принимается за столкновение, и применяется термин «коллизия», рассматривающий структуры земной коры без мантийных структур, без погружения одних масс под другие, т. е. без субдукции. В действительности при этом анализируются деформационные структуры, возникающие при шарьировании толщ на субдуцированные и соседние с ними массы, но не сталкивающиеся. Иная модель субдукции (А-субдукции), предложенная ранее на примере континентальной геологии Европы, к сожалению, редко вспоминается и практически игнорируется.

Термин «субдукция» (лат. *sub* – под, *ductio* – ведение) предложен Андре Амштутцем в 1938 году и использовался для объяснения *поддвига* эвгеосинклинальных комплексов Монте-Роза в Альпах под комплексы Сен-Бернар, сложенные кристаллическими сланцами и гнейсами [286]. Комплекс Сен-Бернар представляет собой покров пеннинского типа, т. е. относится к громадной складке нагнетания [184]. Вертикальный разрез альпийской структуры можно схематически представить как *S*-образную зону, в которой нижняя часть соответствует зоне субдукции, погружаемой к центру овального контура комплекса геологических

структур, а верхняя – встречной обдукции (лат. *obductio* – покрывание). Близкую к упомянутой глубинную геологическую структуру активных окраин предполагал В. В. Белоусов. Он считал, что под влиянием температурного контраста, а отсюда – разности плотностей, более холодная океаническая литосфера должна подтекать под менее плотную, с большей температурой у окраинного моря. Поэтому наклон зоны Беньофа всегда направлен в сторону более разогретой мантии. Но, не отводя большой роли горизонтальным течениям масс, В. В. Белоусов при этом отрицал субдукцию [52]. Однако и положение ТЛП о том, что субдукция – следствие столкновения литосферных плит, является спорным. Большой набор геологических фактов и теоретических положений позволяет утверждать, что главным фактором развития субдукции являются краевые эффекты ячеистой конвекции и «продвинутого» глубинного диапиризма. Краевые эффекты при диапиризме наглядно демонстрирует математическая модель конвекции (адвекции) с сопряжённым развитием субдукции и встречной обдукции, что было показано в главе 3 (см. рис. 3.1) на рисунке математической модели конвекции, разработанной М. А. Гончаровым, но без выделения её автором зоны субдукции. На «продвинутых» стадиях развития конвекции (начиная с фазы 120° и до 180°, далее развитие конвекции на модели не изображено) происходит извлечение (эдукция) слоёв, сопоставимых с океаническими гипербазитами, в тылу глубинного покрова пеннинского типа, сложенного гранит-метаморфическим и габбро-базальтовым слоями.

6.2. СТРУКТУРНО-МОРФОЛОГИЧЕСКИЕ И ТЕКТОНОФИЗИЧЕСКИЕ СООТНОШЕНИЯ ЗОН СУБДУКЦИИ С ОКРУЖАЮЩЕЙ СРЕДОЙ

Дугообразная в плане форма зон субдукции представится весьма странной, если главной причиной субдукции считать движение крупных монолитных океанических плит. Не случайно, что Х. Мак-Кунн, В. Кребс, А. А. Смыслов, А. Н. Барышев и др. пришли к выводу о связи сейсмофокальных зон и зон субдукции с мантийными диапирами, расположенными под окраинными морями [310, 318]. Эти ячеистые мантийные диапиры (поднятия) предсказывались ранее В. В. Белоусовым, Е. Н. Люстихом и позже рассматривались другими исследователями в связи с подъёмом мантии и повышенным тепловым потоком [138, 148]. Диапиризм – форма проявления адвекции, иначе ограниченной по фазе восходящей ветви конвекции, а с мантийной конвекцией связывают и движения литосферных плит. По её интенсивности под океанами и окраинными морями можно судить о том, что прежде всего является причиной субдукции. Как показано в главе 3, мощность астеносферы под окраинными морями почти в два раза больше, чем под океанами, т. е. активность астеносферы под морями существенно выше.

Мощность разуплотнённой астеносферы, бóльшая под окраинными морями по сравнению с океанической астеносферой, должна обеспечивать более интенсивную конвекцию и вертикальные движения с большей амплитудой, чем под океанами, согласно уравнению Рэлея. Соответственно, в силу компенсационной организации движения пластического вещества [86] должны иметь место более интенсивные горизонтальные движения, приводящие внизу к центростремительной субдукции окружающей литосферы, а вверху – к центробежной обдукции.

Активное горизонтальное воздействие литосферных масс задуговой части ячеи на литосферу океана, а не наоборот, имеет место и на ранней, досубдукционной, стадии её развития. Свидетельством служит разрывная структура Центрально-Индийского и Юго-Западно-Индийского спрединговых хребтов. В первом ось спрединга смещается по разрывам северо-восточного простирания как по правым сдвигам, во втором – по близмеридиональным разрывам как по левым сдвигам. Это, несмотря на обстановку внутреннего растяжения хребтов, указывает на их сжатие со стороны

дугообразного Маскаренского хребта. Последний, судя по морфологии, составу вулканитов, наличию в тылу глубоководного бассейна, но при отсутствии сейсмофокальной зоны Беньофа, может представлять зарождение на доостроводужной стадии развития поднятия типа окраинно-океанического вала в зоне перехода континент–океан. На наличие структур сжатия в расширяющихся спрединговых хребтах неоднократно обращал внимание Ю. М. Пущаровский.

По уравнению Рэлея можно оценить физическую реальность развития конвекции и сопутствующей ей субдукции, если подставить параметры: в числитель – определяющие архимедову силу, в знаменатель – препятствующие всплыванию. При мощности астеносферы H = 300 км = $3 \cdot 10^7$ см, вязкости литосферы $\eta = 10^{22}$ пуаз (большей, чем у астеносферы 10^{20} пуаз), $R_2 = 10^4$, средней температуропроводности горных пород $a = (6–13) \cdot 10^{-3} \approx 10^{-2}$ см^2/с, $g \approx 10^3$ см/с^2 следует, что $\Delta\rho$ = 0,04 г/см^3. Если мощность перекрывающего слоя меньше длины волны между конвективными ячеями, то конвекция может происходить при меньшем разуплотнении [208]. В условиях окраинных морей мощность литосферы на порядок меньше расстояний между их центрами, т. е. конвекция реальна при разуплотнении меньше 0,04 г/см^3. Такое разуплотнение реально, судя по скоростям сейсмических волн, по расчётам гравитационных аномалий в верхней мантии бассейнов Западного Средиземноморья и Паннонского [336].

В ТЛП в качестве источника усилий, определяющего направление субдукции, рассматривается не только движение плит относительно осей спрединга, но и так называемые абсолютные движения плит, что приводит к «косой» субдукции. «Абсолютные» движения Тихоокеанской плиты рассматриваются относительно Гавайской горячей точки. По K-Ar возрасту вулканитов Гавайско-Императорской цепи рассчитана скорость перемещения плиты 9,41 ± 0,27 см/год [269]. В эту концепцию, весьма привлекательную на первый взгляд, не укладывается ряд фактов. Во-первых, омоложение возраста вулканов происходит не только вдоль Гавайско-Императорского хребта в той же литосферной плите [3]. Так, на подводном поднятии Маркизских островов, расположенном в 3 тыс. км юго-восточнее Гавайского хребта, используя представления упомянутой концепции, возраст вулканов Уа-Хука (Вашингтон), Хива-Оа (Доминика), Тахуата, Фату-Хива (Магдалена), расстояния между ними, получим иную среднюю скорость перемещения той же Тихоокеанской плиты 14 см/год, а между вулканами Хива-Оа и Фату-Хива – 19 см/год. Во-вторых, концепция неподвижной горячей точки не объясняет одинаковый шаг около 30 км между гавайскими вулканами, на что первым обратил внимание У. Грин в 1875 году. Такое явление представляется закономерным, имеющим в основе волновую природу зарождения адвективных ячеек на валообразном глубинном поднятии, из которых формировались магматические очаги с запаздыванием роста одних ячеек относительно других [28, 31]. В-третьих, полоса максимальных содержаний органического углерода в осадках Тихого океана сохраняет современную приэкваториальную позицию в толщах позднего мела, палеоцена, эоцена, плиоцена [211]. Таким образом, «косая субдукция» не является следствием «абсолютных движений» океанической литосферной плиты. Так как дугообразная субдукция имеет центростремительную тенденцию по отношению к соответствующей конвективной (адвективной) ячейке под окраинным морем, то её ориентировка по нормали к оси спрединговых хребтов будет представлять частный случай, и нет необходимости выделять особую, «косую», субдукцию.

Наконец, своеобразно и место субдукции в разных системах плейт-тектоники и конвективной геодинамики разномасштабных тектонических систем. Появление субдукции в геодинамике обусловлено многими факторами. Наличие её или отсутствие, особенности структуры во многом зависят от масштаба геодинамических систем, достижения конвекцией определённых фаз

развития, соотношения вязкости субдуцируемой массы и вмещающей среды.

Плейт-тектоническая модель рассматривает субдукцию как атрибут развития системы первого размерного порядка – океана, в котором субдукция компенсирует разрастание площади плиты при спрединге. По скорости спрединга определяют скорость субдукции плиты. При субдукции плита, не доходя до шельфовых фаций, разрывает литосферу на две или более частей перед тем, как наклонно уйти на глубину, причём в ряде моделей до ядра Земли. Реакция внешней среды при этом должным образом не рассматривается.

Субдукция в модели краевой части ячеи неустановившейся конвекции (при развитии её фаз более 180°) относится к системе второго размерного порядка. При этом разрыва литосферы не происходит, она сминается в синклиналь, уходящую под ячею, от которой «в ответ» центробежно наплывают (обдуцируют) массы, выжимаемые из ячеи. Естественно, что синклинальную структуру некорректно аппроксимировать плитами или микроплитами, как и определять скорость субдукции по скорости спрединга. Дугообразная в плане форма зон субдукции корреспондирует с ячеистыми структурами, а не прямолинейными зонами спрединга. Всё это ставит вопрос о недостаточной корректности модели плейт-тектонической субдукции.

6.3. СУБДУКЦИЯ И СЕЙСМОФОКАЛЬНЫЕ ЗОНЫ БЕНЬОФА

В концепции ТЛП субдуцируемая плита априори трассируется по зоне очагов землетрясений (зоне Беньофа) на всю глубину последней. Это не подтверждает реконструкция поля напряжений [12, 13] (рис. 6.1, А).

Возможной моделью, объясняющей геологическую суть неоднородного поля напряжений при пластических течениях в разных слоях Земли и образование сколовых трещин, ориентированных подобно сейсмофокальным зонам, может служить пластическое перетекание в поле тектонического сжатия при региональном метаморфизме. Не претендуя на полную аналогию, при-

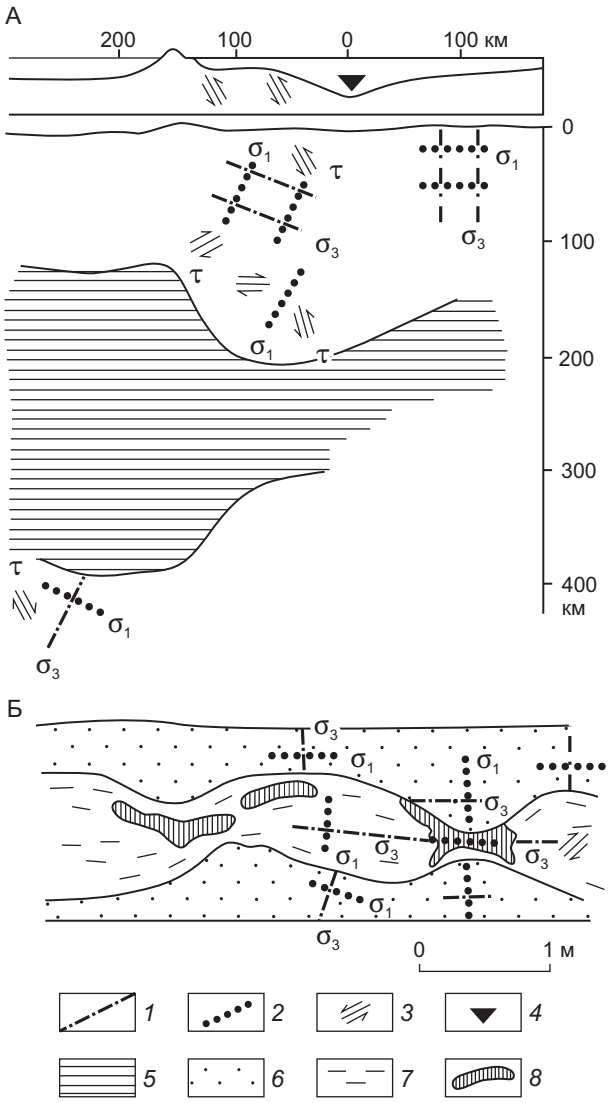


Рис. 6.1. Тектонические поля напряжений при выжимании-нагнетании, по [37].

А – под Курило-Камчатской дугой и её окружением (по тектонофизической интерпретации очагов землетрясений [12, 13], с дополнениями); Б – при метаморфогенном выжимании-нагнетании пластов колчеданных руд и разделяющих их хлоритовых сланцев (стенка штольни Быковского месторождения).

Траектории осей: главных нормальных напряжений относительного *1* – сжатия σ_3, *2* – растяжения σ_1; *3* – максимальных касательных напряжений и проекции соответствующих поверхностей скалывания; *4* – ось глубоководного жёлоба; *5* – астеносфера; *6* – медноколчеданные руды; *7* – хлоритовые сланцы; *8* – жилы метаморфогенного кварца в трещинах и полостях отслаивания.

ведём пример пластических перетеканий колчеданных руд и хлоритовых сланцев, сопровождаемых образованием трещин скалывания, заполняемых кварцем, на Быковском месторождении Северного Кавказа (см. рис. 6.1, Б).

Для обоснования подобия заметим, что формула Рэлея (см. 3.2), характеризующая условия конвективного течения в гравитационном поле, останется справедливой, если в её числителе $\Delta\rho \cdot g$ заменить на градиент напряжения (или давления) в объёме H^3. Верхний колчеданный пласт может имитировать литосферу, нижний – слой Голицына, а разделяющие их менее вязкие хлоритовые сланцы – астеносферу.

Данная модель может по-другому объяснить ещё факты, приводимые сторонниками ТЛП в обоснование своей концепции. Во-первых, сближение двух более вязких пластов может обеспечить большую добротность мантии, которая считается следствием пересечения всей астеносферы погружающейся вполне твёрдой литосферной плитой. Во-вторых, там, где литосфера погружается в астеносферу, ось σ_1 ориентирована в направлении погружения более вязких литосферных масс (подобно поведению оси σ_1 в области нагнетания). Под астеносферой, где более вязкие массы тоже погружаются, но при этом выжимаются астеносферой, ось σ_1 имеет противоположную ориентировку, не согласующуюся с представлением о нагнетании сюда литосферной плиты. Данная картина поля напряжений отмечалась ранее Л. П. Зоненшайном и Л. А. Савостиным [107], но не могла быть убедительно объяснена с позиций тектоники плит. В-третьих, по-иному могут быть интерпретированы данные сейсмотомографии, приводимые М. Г. Ломизе на основе материалов Р. Ван-дер-Хилста [269] (рис. 6.2).

В поле положительных аномалий скоростей продольных сейсмических волн, трактуемом как единая субдуцируемая плита, выделяются участки с аномалиями 1,5–2,25 %, расположенные до глубин около 200 км, и 1,5–3 %, расположенные на глубине от 500 до 600–670 км. В промежутке глубин

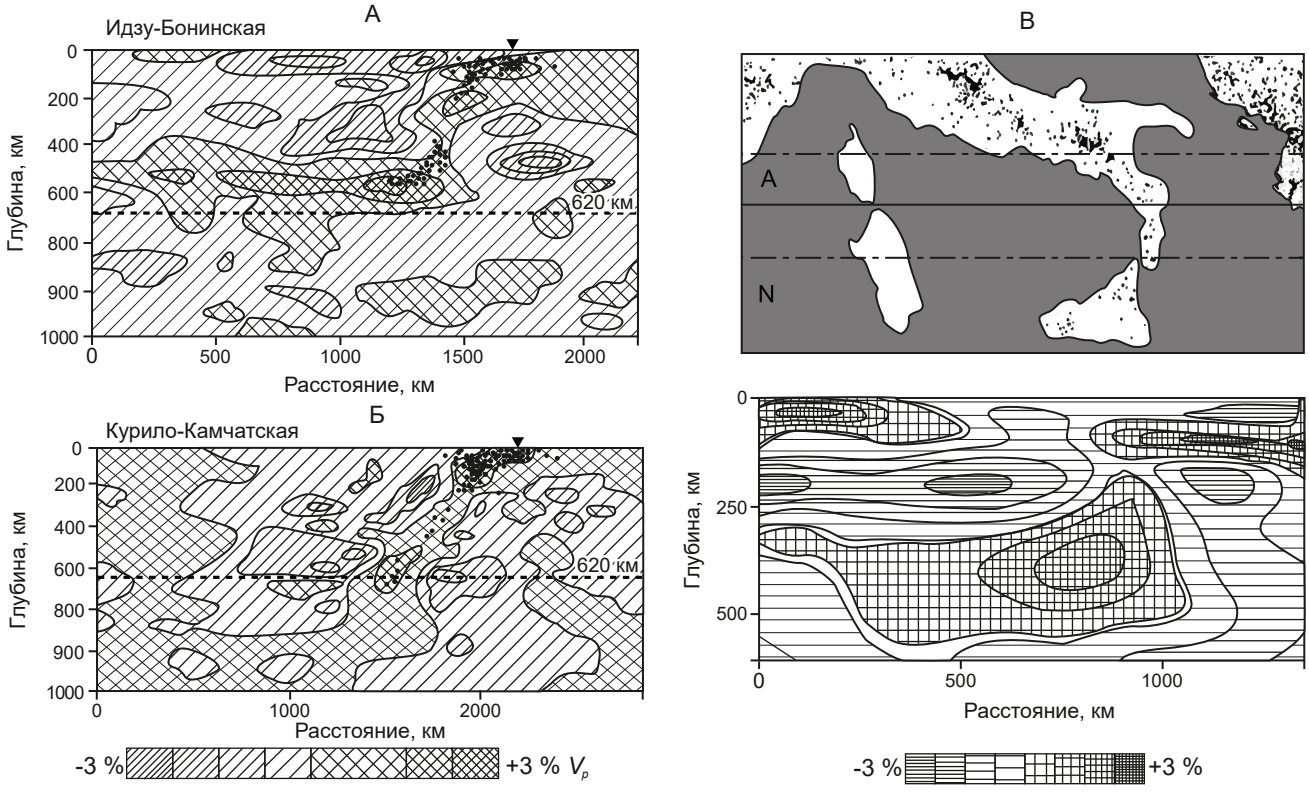


Рис. 6.2. Сейсмотомографические профили литосферы и верхней мантии: А, Б – по Р. Ван-дер-Хилсту из [269], В – по [336].

Точки – очаги землетрясений, треугольник – ось глубоководного жёлоба.

200–500 км аномалия составляет менее 1,5 %. Аномалии более 1,5 % вполне согласуются с частичным погружением литосферы в астеносферу и с выступами подастеносферного слоя Голицына.

С такой интерпретацией согласуется сейсмотомографическая модель верхней мантии Тирренского моря (см. рис. 6.2, В), где сейсмофокальная зона, погружающаяся под Калабрию и Эолову вулканическую островную дугу, в интервале глубин 150–180 км характеризуется не положительной, а отрицательной аномалией скоростей. На этом профиле видно сближение высокоскоростных слоёв литосферы и слоя Голицына под вулканической дугой и Калабрией, подобно тому, как сближаются колчеданные пласты в области их нагнетания (см. рис. 6.1, Б).

Таким образом, сейсмофокальные зоны Беньофа лишь в верхней (200 км) части могут отражать явления, связанные с погружением литосферы. Более того, клинообразное сужение сверху вниз области очагов землетрясений лишний раз указывает на их связь с субдуцируемой синклиналью, а не с плоской плитой. Такая синклиналеобразная структура зоны субдукции отчётливо видна на разрезах поперёк островных дуг и их окружения с реальными точками очагов землетрясений. Причём именно осевая поверхность синклиналеобразной структуры обладает наибольшей сейсмической активностью (наибольшей плотностью землетрясений), что может свидетельствовать об интенсивной деформации, присущей ядрам складки (рис. 6.3). Как отмечено в главе 2, на скорость сейсмических волн влияет анизотропия геологической среды. Скорость максимальна вдоль, а минимальна поперёк сланцеватости или расслоенности. По этой причине скорость волн может возрастать вдоль зон Беньофа, создавая эффект «тяжёлых плит», а в реальности быть связанной с региональным метаморфизмом и рассланцеванием толщ вдоль осевой поверхности субдукционной синклинали. Наоборот, поперёк сланцеватости волна будет встречать дефекты структуры (между микролитонами), снижающими коэффициент Пуассона. Таким образом, анизотропия может создаваться тектоническим полем напряжений с большей скоростью волн вдоль оси алгебраически наибольшего (наименьшего сжимающего) главного нормального напряжения σ_1 и, соответственно, вдоль направления тектонического течения. То есть наблюдаемое соседство областей с положительными и отрицательными аномалиями, а не с одной из них при отсутствии противоположной может быть следствием особенности поля напряжений, в котором одна область характеризуется сжатием, а соседняя компенсирующим растяжением.

Рассмотрим пример, как ситуация южных частей Охотского моря, Курильской островной дуги и Камчатки, одна из наиболее богатых информативным фактическим геофизическим материалом, может получить разную тектоническую интерпретацию структуры зоны субдукции и окружающей среды (рис. 6.4 и см. рис. 6.3).

Поле положительных аномалий скоростей Р-волн на вертикальных томографических разрезах (сечениях) этой территории и акватории И. Ю. Кулаковым аппроксимируется литосферной плитой мощностью от 70–100 до 250 км, уходящей на глубину 670 км, а на севере более чем на 800 км. При этом в единую плиту объединяются объёмы мантии как с очагами землетрясений, так и почти без них. Что при этом примечательно! Если бы в мантию погружалась плита, то по её верхней и нижней границам на разрезе проходили бы две полосы максимальной концентрации очагов землетрясений, чего нет в действительности. Кроме того, показанная выше тектонофизическая интерпретация очагов землетрясений, т. е. восстановление по ним направлений, вызвавших их главных нормальных напряжений, весьма примечательно [12, 13]. Л. М. Балакиной определено: на глубинах до 200 км под внешним склоном островной дуги ось алгебраически наибольших (наименьших сжимающих) главных нормальных напряжений σ_1 круто погружается к северо-западу, а наибольших сжимающих σ_3 – относительно

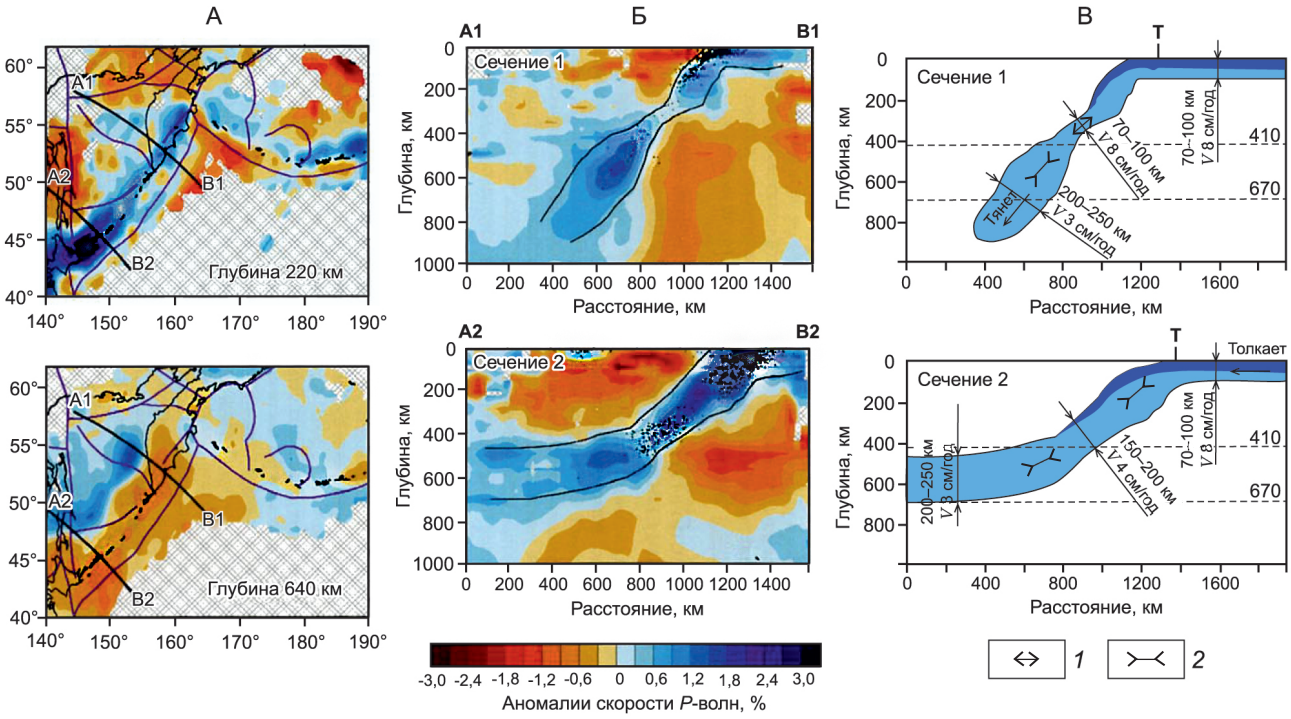


Рис. 6.3. Модель зоны субдукции по результатам глубинной сейсмотомографии Курило-Камчатской области, по И. Ю. Кулакову из [93].

А, Б – аномалии скорости *P*-волн на горизонтальных (А) и вертикальных (Б) сечениях соответственно; точки – гипоцентры землетрясений; В – схематическое изображение слэба и скоростей его погружения в вертикальных проекциях, пересекающих южные части Камчатки и Курильской гряды; стрелками и буквой Т показано положение глубоководного жёлоба; *1* – растяжение, *2* – сжатие вдоль слэба.

полого к юго-востоку. На глубинах около 400 км картина противоположная – σ_1 и σ_3 меняются местами (см. рис. 6.1, А).

С такой структурой пластического течения вещества под островную дугу вдоль оси σ_1 вполне согласуется система разрывов вдоль траекторий наибольших касательных напряжений, а именно пологие надвиги с падением под островной склон дуги и взбросы с крутым падением в сторону жёлоба, вызывающие землетрясения в литосфере [13]. На большей глубине землетрясения, вероятнее всего, отражают дифференциальные движения вещества в астеносфере и слое Голицына. Эти движения происходят на фоне общего смещения астеносферы к востоку относительно литосферы в ротационном поле планеты. Поэтому зоны субдукции в земном шаре, имеющие западное и восточное направления падения, на одинаковых фазах развития стремятся стать круче в первом и положе во втором случаях. Это различие зон, на которое впервые обратил внимание Беньоф, рассматривая западно- и восточнотихоокеанские сейсмофокальные зоны, усугубляется западным дрейфом континентов, который приводит не только к выполаживанию зон, погружающихся под американскую континентальную литосферу, но и к меньшей их дугообразности.

Иначе говоря, вверху зоны субдукции происходит сжатие поперёк неё, а на глубине около 400 км (т. е. ниже астеносферы), там, где И. Ю. Кулаков отмечает большую концентрацию очагов землетрясений, существует обстановка растяжения вдоль нормали к «плите». Отнесение этой обстановки к зоне субдукции дискуссионно, как и наличие погружённой сюда плиты. Сужающееся вниз от 0 до 200–250 км поле повышенной концентрации очагов зем-

летрясений вполне соответствует синклиналеобразной зоне субдукции. И. Ю. Кулаковым этот факт объясняется как сдвоение частей одной плиты при её расколе и смещении, для чего нет достаточных других оснований. Разрезы ещё раз дают повод к заключению о малой приемлемости интерпретации зоны субдукции с позиций тектоники плит.

Приведённая информация достаточно полно показывает малую состоятельность модели Б-субдукции, представленной и последовательными сторонниками плейттектоники О. Г. Сорохтиным и С. А. Ушаковым [234] на ту же территорию (рис. 6.5). Предполагаемая форма погружения океанической литосферы не гармонирует с изолиниями сейсмической активности в условных единицах, заимствованной из работы С. А. Федотова с соавторами, полностью совпадающей с плотностью очагов землетрясений, отражёных на рисунках И. Ю. Кулакова.

Концепция тектоники литосферных плит сыграла положительную роль, обратив внимание на субдукцию. Но вместе с тем настойчивая пропаганда в геотектонической литературе предложенной некорректной модели субдукции сыграла и отрицательную роль. Не было проведено исследование, которое позволяет увидеть место субдукции в пространстве при фазовом развитии конвекции определённого масштаба, приводящее к изменению позиции и морфологии геологических тел, соотношение их с окружающей средой.

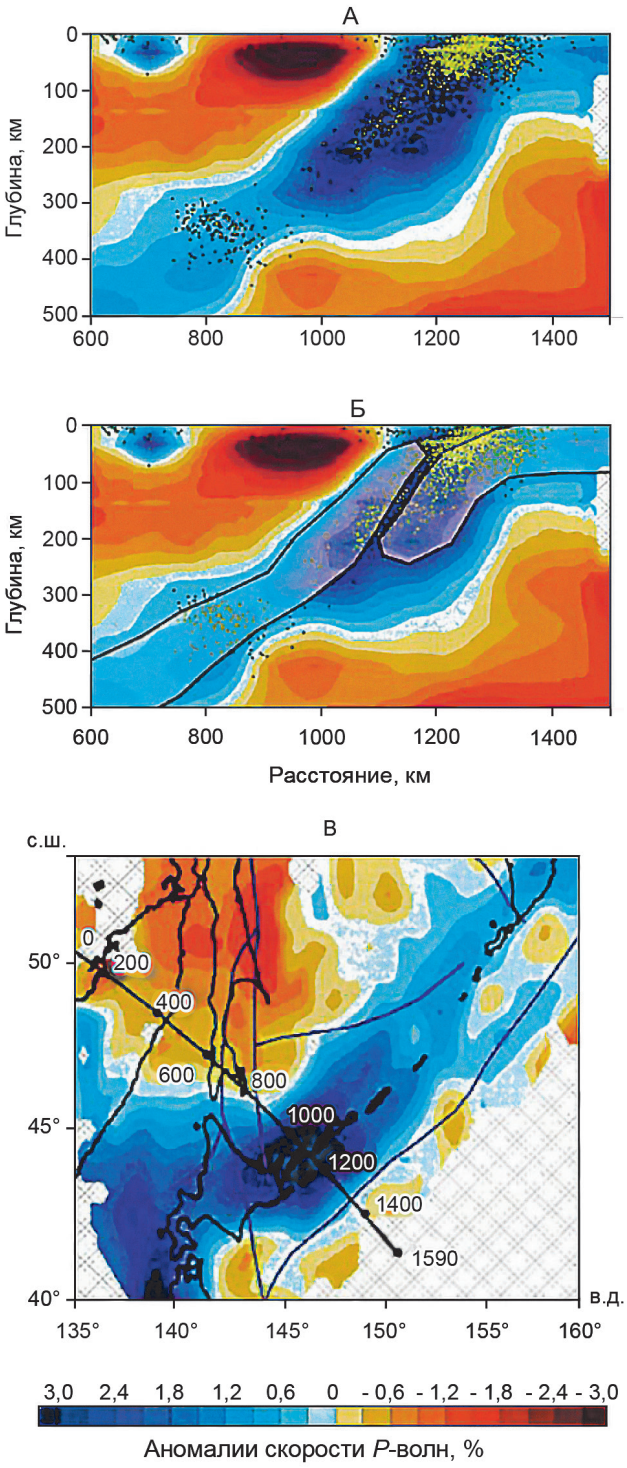


Рис. 6.4. Сейсмотомография и интерпретация глубинного строения района Южных Курил, по И. Ю. Кулакову из [93].

А – сейсмотомография совместно с полем очагов землетрясений на вертикальном профиле; Б – её интерпретация как развитие и сдвоение зоны субдукции; В – сейсмотомография в горизонтальном сечении на глубине 220 км, положение профиля А. Точками показаны гипоцентры землетрясений.

6.4. ЗОНА СУБДУКЦИИ КАК ЭЛЕМЕНТ ПАРАГЕНЕТИЧЕСКОГО КОМПЛЕКСА СТРУКТУР КРАЕВОЙ ЧАСТИ АКТИВНОЙ ЯЧЕИ

В системе геологических структур, расположенных на окраине Тихого океана, вблизи зоны субдукции принято детально описывать последовательно её сменяющие в направлении к океану глубоководный жёлоб, далее внешний (окраинно-

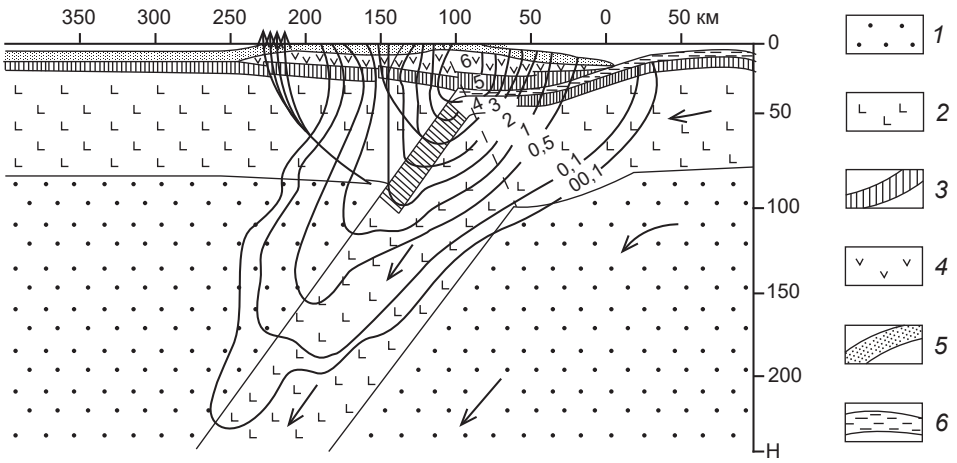


Рис. 6.5. Строение зоны поддвига плит в районе Курильских островов, по [234].
1 – астеносфера; *2* – литосфера; *3* – океаническая кора; *4, 5* – осадочно-вулканогенная толща; *6* – океанические осадки; изолиниями показана сейсмическая активность в усл. ед. (по данным С. А. Федотова и др., 1969).

океанический) вал, а в направлении к континенту – внешнюю (невулканическую) островную дугу, междуговый бассейн, внутреннюю (вулканическую) островную дугу, задуговый бассейн с комплексом структурных элементов. В континентальной обстановке гомологами внешней и внутренней островных дуг являются соответственно береговой и главный хребты. Меньше внимания уделяется глубинным надсубдукционным структурным элементам, а если они рассматриваются, то их развитие трактуется лишь как следствие субдукции, а не как равноправный парагенетический элемент. Вместе с тем математическая модель конвекции М. А. Гончарова показывает взаимообусловленность субдукции и обдукции и, кроме того, их последовательность возникновения и структурной эволюции. На последнюю следует обратить особое внимание, так как в подавляющем большинстве публикаций, рассматривающих субдукцию по модели ТЛП, переходные процессы и геологические структуры, предшествующие погружению литосферной плиты, подробно не обсуждаются, сразу отмечается погружённая ровная плита. Недостаточно разработан тектонофизический аспект регионального метаморфизма в связи с субдукцией.

Появление и эволюционное развитие зон субдукции и сопряжённых с ней структурных элементов, порождающих их процессов рассмотрим на примере геологии мезозоя–кайнозоя Кубы и палеозоя Урала, позиции которых в тектонических ансамблях, как показано в разделе 5.4, во многом сходны. Более того, Куба и Урал обладают сходными более мелкими ансамблями тектонических элементов, которые подробно описаны в главах 10 и 11. Главное в этих ансамблях то, что линейные рифтогены (квазиокеанические колчеданоносные бассейны) оказались расположенными на сочленении с ячеистыми структурами типа окраинных (и межматериковых, по Ю. М. Пущаровскому) морей – Карибского или изометрических континентальных областей или бассейнов – Западно-Сибирского, Казахстанского. Поразительное сходство ансамблей лишний раз подчёркивает их связь с глубинной адвекцией, волнами гравитационной неустойчивости и малую вероятность определяющей роли движений литосферных плит. Выбор фанерозойских, а не современных зон для анализа обусловлен тем, что они прошли практически все этапы развития, их структурные элементы поддаются геологическому картированию, так как в процессе орогенных движений были извлечены из

глубин, т. е. эдуцированы в виде регионально метаморфизованных толщ. Иначе говоря, субдукция может быть продемонстрирована на материале непосредственно наблюдаемой геологии, а не только на интерпретации сейсмических данных.

6.5. СУБДУКЦИЯ И РЕГИОНАЛЬНЫЙ МЕТАМОРФИЗМ

Пониманию условий развития субдукции способствуют зоны регионального динамотермального метаморфизма, в которых породы приобретают кристаллизационную сланцеватость. Минералогический аспект образования кристаллизационной сланцеватости подробно изложен в литературе и может использоваться для анализа тектонофизических условий регионального метаморфизма. Вместе с тем общегеологические условия развития последнего до недавнего времени не были раскрыты в достаточной степени. Указывалось лишь на погружение толщ и наличие стресса не вполне ясной природы.

Субдуцирование толщ в виде синклинали, которая опрокидывается с затягиванием её замка под наплывающие сиалические толщи, превращается в изоклинальную складку, хорошо объясняет геологическую сущность регионального метаморфизма. Во-первых, подобный процесс охватывает большие (региональные), но не все объёмы горных пород. В результате в подвижных поясах (Урал, Куба, Кавказ и др.) присутствуют одновозрастные геологические формации, подвергшиеся и не подвергшиеся региональному метаморфизму. Во-вторых, по мере приобретения синклиналью изоклинальной формы происходит её расплющивание. Лежачая позиция синклинали обеспечивает устойчивость метаморфических минеральных фаций на больших латеральных пространствах как по простиранию, так и по падению её крыльев. Трещины двух сопряжённых систем скалывания, возникшие при сжатии, первоначально близкие к траекториям наибольших касательных напряжений, вдоль которых развиваются стресс-минералы, постепенно увеличивают угол от величины менее 90° в начале скалывания почти до 180° при большом расплющивании. Таким образом, они превращаются в поверхности смещения сланцеватых микролитонов, параллельные осевой поверхности субдуцируемой синклинали. В результате на больших территориях кристаллизационная сланцеватость приобретает согласную с напластованием ориентировку, участвуя в более поздней складчатости. В учебниках по структурной геологии этот феномен обычно не объясняется, как и связь кристаллизационной сланцеватости с геодинамикой субдукции. Рассматриваются, как правило, кливаж слоистости и кливаж осевой плоскости частных складок. По соотношению их ориентировок определяют нормальное и опрокинутое залегание толщ.

Сложной проблемой регионального метаморфизма, сопряжённого с субдукцией, являются условия развития парных метаморфических поясов, а также сформулированная Н. Л. Добрецовым: «...главная проблема – как толщи, погружённые на глубину, значительно превышающие мощность континентальной коры, доставлены назад к поверхности и как их ассоциации высоких давлений и низких температур сохранились при изменении T и P во время подъёма» [91]. Парные метаморфические пояса А. Миясиро объяснял разной скоростью субдукции, определяющей условия нагрева плит [172]. Н. Л. Добрецов и А. Г. Кирдяшкин особо подчёркивали важную роль уменьшения мощности субдуцируемой плиты при погружении, что определяет её заклинивание и обратное выжимание глаукофановых сланцев, образование аккреционного клина. Большая скорость извлечения сланцев обеспечивает сохранение глаукофана [91]. По сходному сценарию обратного выжимания погружённых и расплющенных на глубине толщ автор этих строк ранее рассматривал метаморфизм пород при надвигании Восточно-Тагильской зоны Урала на

Западно-Тагильскую [25]. Не исключая возможности такого рода выжимания из глубины метаморфизованных толщ, позже был сделан вывод, что существует другой, более масштабный, способ извлечения из глубины метаморфизованных терригенных и офиолитовых комплексов, присутствующих ныне в ядрах орогенных поясов, комплексов, которые до этого были накоплены в рифтогенную и океаническую стадии развития земной коры и субдуцированы [28]. На их эдукцию указывает регрессивная смена минеральных фаций от эклогитовой, гранулитовой и амфиболитовой до зеленосланцевой. В мафит-ультрамафитовых комплексах подобного рода диафторез может быть связан также с подъёмом мантии, пластическими деформациями в рифтогенный этап развития, на что обращал внимание С. Н. Иванов. На возможность такой интерпретации мог бы указывать пример Срединно-Атлантического хребта, где метаморфизм в кристаллических породах третьего слоя океанической коры происходил до формирования базальтов второго слоя [58]. Однако весьма большой диапазон изотопных возрастов ультрамафитов и мафитов Атлантического океана (от 2400 до 500 млн лет) [59] не позволяет однозначно определить, связан ли региональный метаморфизм пород третьего слоя коры со спредингом или с расслоением мантии в связи с погружением в неё древних докембрийских зон субдукции. Последний вариант, отражающий доокеанический этап развития мантии под Атлантикой, более вероятен.

В противоположность этому региональный метаморфизм терригенных и базальтоидных толщ, например юрско-меловых на Кубе, ордовик-силурийских на Урале, может определённо связываться с субдукцией. На юго-востоке Кубы фиксируется антиклиналеподобная перевёрнутая синклиналь с размахом крыльев более 80 км, сложенная регионально метаморфизованными породами офиолитовой ассоциации. Она подробно охарактеризована в разделе 10.1.1, даёт представление о субдукции на основе конкретного фактического материала карты масштаба 1 : 500 000, дополненного геофизическими данными о современной глубинной структуре территории.

6.6. ЭВОЛЮЦИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЙ И ЗАРОЖДЕНИЕ СУБДУКЦИИ

В теории тектоники литосферных плит имеются два существенных пробела. Во-первых, практически не уделяется внимания структурному переходу от спредингового состояния плиты на дне океана к погружению её в зону субдукции. Рассматривается лишь остывание плиты при спрединге и тем самым увеличение её плотности, «утяжеление», приводящее к погружению. От ранее предполагаемого заталкивания плиты за счёт распирающего действия параллельных даек при спрединге отказались. Не анализируется место внешних океанических валов, причина воздымания на них плиты перед субдукцией. Этого пробела нет в модели субдукции как краевого эффекта ячеистой конвекции. Во-вторых, не уделяется должного внимания изменениям в строении рядов геологических формаций в предшествии субдукции. Между тем вертикальные и латеральные ряды геологических формаций в фанерозойских подвижных поясах отчётливо фиксируют их существенные предсубдукционные изменения. Они указывают на первичную неоднородность земной коры бассейна как в связи с разной степенью деструкции континентальной коры, так и с пластическими перетеканиями сиалических масс в сторону той части литосферы, которая позже подвергается субдукции. Примером могут служить нижнепалеозойские толщи Урала (см. гл. 11). Приведём главные факты, объясняющие явление.

Для ордовик-нижнелландоверских толщ, находящихся в пространственной близости с дунит-гарцбургитовой формацией, характерны афировая структура основных лав, постепенное уменьшение в них содер-

жания TiO_2 к востоку и вверх по разрезу, возрастание объёма кремнекислых вулканитов. Эти различия дали основание для выделения однородной базальтовой, дацитсодержащей базальтовой, риолит-базальтовой (контрастной) формаций, которые принадлежат к толеитовой серии. Резкие границы между ними провести затруднительно. Как на востоке, так и на западе Тагильского бассейна в нижних частях базальтоидов присутствуют однотипные серноколчеданные медно-кобальтовые проявления, а несколько выше – медноколчеданные месторождения.

Расположенные ещё выше вулканогеные и вулканогенно-осадочные формации существенно изменяются по латерали. В восточной части Тагильского бассейна ближе к активной континентальной окраине риолит-базальтовая толща (формация) перекрывается толщей, в которой резко возрастает роль андезидацитов, пирокластических и других вулканогенно-обломочных пород, а базальтоиды приобретают более выраженную порфировую структуру. Эта часть разреза выделяется как андезидацитовая формация (ранее её именовали непрерывной). Вулканиты её являются переходными от толеитовой к известково-щелочной серии. Непосредственное продолжение вулканической деятельности позволяет относить образования андезидацитовой формации к завершающей стадии становления тех же, что и ранее, магматических очагов. Андезидациты в сочетании с обилием пирокластов, кальдерным развитием вулканов, близостью к крупному блоку с сиалической земной корой побуждают многих исследователей относить данную формацию к островодужной. Однако последняя вмещает медно-цинково-колчеданные месторождения (им. III Интернационала и др.), которые подверглись региональному метаморфизму. То есть после образования они были субдуцированы, а не сформированы в надсубдукционном блоке. В схеме эволюции земной коры данная формация относится к началу переходной стадии [244].

По мере удаления к западу от активной окраины риолит-базальтовая формация перекрывается породами не андезидацитовой формации, а вулканомиктовым флишем и андезибазальтовыми порфиритами повышенной щёлочности (именновская свита), которые А. В. Пейве и др. [244] выделяли на Урале как латеральный по позиции аналог андезидацитовой формации (в смежном формационном ряду). Этим она отличается от другой андезибазальтовой формации нормальной щёлочности, к которой относятся вулканиты верхней, эйфельской, части ирендыкской свиты, накопившейся в надсубдукционной обстановке краевого вулкано-плутонического пояса.

Приведённый пример, по нашему мнению, позволяет конкретизировать понимание термина «юные островные дуги». В современной обстановке западной окраины Тихого океана для отнесения островных дуг к юным или зрелым используют в большей мере их энсиматическую или энсиалическую характеристику [61]. В раннепалеозойской геологии Урала многие относят силурийские колчеданоносные вулканогенные толщи к островодужным, т. е. считают их надсубдукционными. Часть этих толщ отражает переходный режим, уже близкий к островному, но существовавший до начала субдукции, над которой развивается истинно «островодужный» вулканизм. Иначе говоря, это переход от рифтогенного режима к началу переходной стадии, по А. В. Пейве [244]. Так называемые «юные островные дуги» в действительности отражают самое начало влияния зарождающихся ячеистых конвекционных систем (Западно-Сибирской, Казахстанской) на соседний рифтоген (Уральский), выразившееся в латеральном подтоке сиалических масс континентальной коры. При этом в борту рифтогена продолжается колчеданообразование, начавшееся ранее при том же геодинамическом режиме, но сказывается возрастающая (или возросшая) сиаличность литосферы. В результате вместо однородной толеит-базальтовой формации на западе к востоку развиваются контрастная риолит-базальтовая, а за ней и андезидацитовая формации с повышенной ролью

свинца в колчеданных рудах (как проявление большей сиаличности коры). Переломный этап отражает следующая андезибазальтовая формация с порфиритовыми вулканитами повышенной щёлочности (именновская свита), которая не сопровождается колчеданообразованием. При этом возрастает роль терригенных пород.

К сожалению, большинство геологов, рассматривающих колчеданные месторождения Урала как образовавшиеся в островодужной обстановке, автоматически считают их надсубдукционными. В своё время не избежали такой ошибки В. И. Смирнов [226] и автор этих строк [21, 35], позже изменившие свои взгляды. Ранее ими принимались недостаточно обоснованные «островодужные» взгляды других геологов, опирающихся лишь на структурно-формационные исследования, без должного анализа тектоники и соотношения систем с внешней средой [65]. С некоторыми условностями (при разном типе бассейнов с океанической корой) обстановку накопления андезибазальтовой формации именновской свиты на Урале можно сопоставить с обстановкой Маскаренского хребта в Индийском океане. В нём на толеитовых базальтах с изотопным ($^{40}Ar/^{39}Ar$) возрастом 67 млн лет залегают более молодые (33 млн лет и менее) вулканиты повышенной щёлочности [105]. Среди них отмечены щелочные оливиновые базальты, андезиты, анкарамиты, трахиты [3]. Современная асейсмичность Маскаренского хребта, несмотря на его дугообразную форму и наличие вулканических островов, не позволяет отнести его к типичным островодужным, и он справедливо рассматривается как внутриплитный. Но в отличие от многих внутриплитных хребтов его развитие, очевидно, сопряжено с соседним ячеистым мантийным поднятием. В этом смысле его можно сопоставлять с окраинно-океаническими (внешними) валами типа Зенкевича и Хоккайдо к юго-востоку от Курильского глубоководного жёлоба.

Так, на горе Павловского вала Зенкевича драгированы базальты повышенной щёлочности (в том числе K_2O) с зональным плагиоклазом и клинопироксеном, оливиновые двупироксеновые базальты и андезибазальты, туфы дацитов и андезитов, троктолиты, пироксениты, амфиболовые габбро, а также гранат-слюдистые кристаллические сланцы, сопоставимые с породами фундамента [71, 72]. На вулкане Горшкова (вал Хоккайдо) драгированы щелочной оливиновый базальт, авгитовые базальты, андезибазальты, двупироксеновые андезиты, андезидациты, биотит-авгит-роговообманковый дацит, туфы андезитов и дацитов, плагиоклаз-амфиболовый пироксенит, оливиновое габбро, габбронорит, кварцевый монцонит [120]. Авторы статьи подчёркивают сходство пород вулкана Горшкова с породами островных дуг.

Следует при этом обратить внимание на то, что внешние океанические валы являются не только внешними по отношению к океану, но и самыми внешними (периферическими!) в ячеистых системах, т. е. расположенными непосредственно за глубоководными желобами, фиксирующими верхнюю часть зон субдукции. Вне океана, но занимающие внешнюю позицию относительно ячеистой структуры (с Тирренским морем в центре), к фрагменту гомолога внешних валов могут быть отнесены острова Сицилия, Мальта (см. гл. 9).

Для окраинно-океанических валов весьма характерна ассоциация пород, которые присутствуют на Урале в раннепалеозойской андезибазальтовой формации и в комагматичных ей палеозойских интрузивных составляющих дунит-клинопироксенит-габбровой формации Платиноносного пояса.

6.7. СООТНОШЕНИЕ ЗОН СУБДУКЦИИ С НЕВУЛКАНИЧЕСКИМИ ОСТРОВНЫМИ ДУГАМИ И ДРУГИМИ ТЕКТОНИЧЕСКИМИ ПОДРАЗДЕЛЕНИЯМИ ЗЕМЛИ

При реконструкции палеозон субдукции большую роль отводят так называемым аккреционным призмам. Их название вытекает из модели ТЛП, согласно которой

толщи верхней части океанической литосферы якобы «сдираются» с субдуцируемой плиты и не погружаются глубоко вместе с ней, а главным образом надвигаются (обдуцируют) на активную окраину. В результате образуются аккреционный клин или призма, наращивающие земную кору. По этой модели аккреционная призма должна располагаться между выходом зоны субдукции на дно акватории и внутренней вулканической островной дугой, соответствуя внешней невулканической островной дуге. Популярность такой модели весьма живуча.

Однако внешние островные дуги могут образовываться по другому сценарию, как в северном обрамлении Карибского моря. Практически все зоны Кубы, сложенные мезозойскими неметаморфизованными вулканитами, в палеогене представляли собой невулканическую островную дугу, оторванную от магматических корней и смещённую к северу на шельф окраины Багамской платформы. На то, что внешняя островная дуга формируется не путём перемещения масс от океанического или квазиокеанического бассейна в сторону внутренней вулканической дуги), а, наоборот, в противоположном направлении, свидетельствует следующее. В предшествии палеогенового островодужного вулканизма на Кубе произошли перемещения орогенного блока, развившегося при извлечении субдуцированных масс, в северном направлении. На это указывает и положение замка лежачей антиклинали, фиксирующего фронт аллохтона. Реконструкция строения зоны субдукции и островодужных структур подробно охарактеризована в главе 10.

Значительно сложнее реставрировать зону субдукции в Уральском покровно-складчатом поясе. Фрагменты субдуцированных толщ на Урале неоднократно извлекались из глубины и после претерпевали аллохтонные перемещения. Мнения разных исследователей Урала существенно отличаются не только относительно позиции разновозрастных зон субдукции, но и направления их восточного или западного падения. Дискуссионно также отнесение конкретных комплексов геологических формаций к островодужным, окраинно-континентальным или квазиокеаническим, автохтонной или аллохтонной их позиции, по которым проводятся реконструкции. Коснёмся некоторых фактов и их интерпретации.

Весьма крупной системой аллохтонных блоков (Бурибайский, Гайский, Ирендыкский), расположенных ныне на западе Магнитогорского прогиба, была образована внешняя островная дуга, невулканическая в живете и позже [28]. Упомянутые блоки сложены неметаморфизованными породами риолит-базальтовой и андезидацитовой формаций силура, флишевой раннего девона и базальт-андезибазальтовой эйфеля (верхняя часть ирендыкской свиты). Смещение этих блоков в девоне фиксируется наличием полимиктовой олистостромы (шандинская, или акчуринская толща) к западу от них. Прекращение известково-щелочного базальт-андезибазальтового вулканизма логично связывать с отрывом блоков от магматических корней, которые имеют место на Восточно-Уральском поднятии (вулкано-плутоническом поясе), где вулканизм продолжался и позже, до раннего карбона включительно. Отнесение зон этого вулканизма к островодужному или окраинно-континентальному типу зависит от того, были ли в их тылу в это время на территории Западной Сибири и Казахстана бассейны типа окраинных морей. Однозначного ответа на этот вопрос нет. Больше имеется данных, характеризующих окраинно-континентальную обстановку, которые приведены в ряде работ Р. Г. Язевой и В. В. Бочкарёвым [283]. Вместе с тем их выводы о существовании здесь более древних островных вулканических дуг не представляются достаточно убедительными из-за неоднозначности отнесения геологических формаций к островодужным (при внешнем сходстве) и сомнительности сопоставления Серовско-Маукского шва (гипербазитовой пластины) со следом закрывшегося окраинного моря [129]. Вряд ли обоснованы сопоставление раннепалеозойских пород, выходящих вдоль восточного края Восточно-Уральского поднятия, с раннепалеозойской аккре-

ционной призмой, и реконструкция по ней позиции зоны субдукции. Геологическая сущность отмеченных образований может быть иной. Подробный фактический материал и схема палеореконструкций субдукционных явлений и структур Урала изложены в главе 11.

6.8. МИНЕРАГЕНИЧЕСКАЯ РОЛЬ СУБДУКЦИИ

Роль субдукции в минерагении отражена в геологической литературе, к сожалению, весьма поверхностно. Причин тому много. Особенности геологии и генезиса месторождений весьма обстоятельно охарактеризованы главным образом с позиции их внутреннего строения, минералогии рудоносного пространства, физико-химических условий развития минеральных ассоциаций. Подразумевается, что источником полезного ископаемого в большинстве случаев являются «первозданные» магматические тела и рождённые ими флюиды. Казалось бы, достаточно установить закономерности размещения рудоносных магматических тел и геологических структур, обеспечивающих их связь с современной поверхностью, и главные проблемы минерагении тогда можно считать решёнными. В последние десятилетия стала распространяться концепция кругооборота (рециклинга) рудного вещества, которая в известной мере на новом уровне развивает мысль Г. Шнейдерхёна о регенерированных рудных месторождениях. Регенерация рассматривается обычно в связи либо с флюидной конвекцией, либо с новым плавлением и перекристаллизацией вещества. Участие экзогенных процессов на ранней стадии формирования источника полезного ископаемого, в предшествии его последующей глубинной позиции, учитывается весьма редко. Причиной того является наличие ряда проблем в моделях субдукции, её особенностей, вплоть до полной уверенности в её нереальности. Мнение В. И. Смирнова – лидера металлогенической науки в нашей стране, справедливо отметившего недостатки концепции тектоники плит, но полностью отвергшего реальность субдукции [227], разделяли петрологи, которые строили модели эндогенного рудообразования на основе фиксистских представлений геотектоники. То есть при изучении глубинных объектов их состав и структура воспринимались только как образованные в гипогенных условиях, без учёта того, что ряд важных черт отражает их свойства, приобретённые в экзогенных условиях.

Несколько позже в обиход вошёл анализ обстановок надсубдукционного вулканизма и интрузивного магматизма островных дуг и активных континентальных окраин, опирающийся на представления о погружении земной коры океанического типа. Роль субдукции континентальной коры в этом случае практически не анализировалась, и естественно, что источник полезного ископаемого и многие процессы рудообразования априори относились только к гипогенным условиям. Особенно важно то, что субдукция континентальных масс обеспечивает присутствие в мантии не свойственных ей компонентов, которые присущи земной коре и к тому же перераспределялись в экзогенных условиях.

Таким образом, среди важнейших минерагенических функций субдукции следует отметить следующие: 1) погружение масс, дифференцированных в экзогенных условиях, которые становятся компонентами будущего гипогенного источника полезного ископаемого; 2) метаморфогенную дифференциацию компонентов (с пластическим выжиманием и нагнетанием) в процессе сжатия субдукционной синклинали поперёк её осевой поверхности – главного фактора регионального метаморфизма; 3) вовлечение в плавление нагретых на глубине субдуцированных масс в результате декомпрессии при переходе нисходящих конвективных течений в восходящие, что обеспечивает магматизм островных дуг и активных континентальных окраин. Последнее явление, обусловленное сочетанием субдукции с последующей эдукцией, наиболее значительное и широко обсу-

ждается в геологической литературе. Остановимся на менее освещённых проблемах.

Субдукция играет решающую роль в создании условий для регионального метаморфизма пород и руд, их регенерации и нового рудообразования. Естественно, что погружение в глубины Земли толщ создаёт для них высокотермальные и высокобарические условия. Но важно и другое. В отличие от пассивно погружённого слэба по модели плейт-тектонической субдукции, интенсивный стресс в ядре сжатой субдукционной синклинали обусловливает кристаллизационную сланцеватость, метаморфогенное перераспределение вещества с разной вязкостью, возникновение структуры пластического выжимания и нагнетания (рис. 6.6). Эти явления свойственны разным типам месторождений.

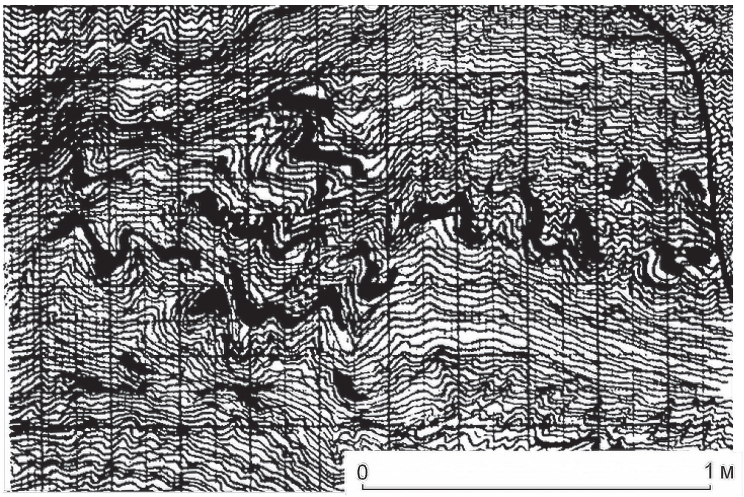


Рис. 6.6. Локализация жил кварца в областях нагнетания, чередующихся с областями выжимания при региональном метаморфизме кварц-серицитовых сланцев (левобережье р. Кубань, документация А. Н. Барышева, 1963 г.).*

* Рис. 6.6 побуждает сделать замечание к определению метаморфизма, данному в Петрографическом кодексе [187]: «**Статья V.1.2. К типу метаморфических пород** относятся ***горные породы***, образовавшиеся в результате метаморфизма (Винклер, 1969; Жданов, 2005). Метаморфизм – процесс минеральных и структурно-текстурных преобразований протолита любого состава и происхождения, протекающий вследствие изменения термодинамических условий геологической среды ниже зоны эпигенеза». Всё так, а немногим далее: «В общем случае метаморфизм – процесс субизохимический, и состав его продуктов определяется составом протолита, а незначительные его изменения сводятся к частичной потере флюидной фазы вместе с растворёнными в ней подвижными химическими соединениями. Система является односторонне открытой, теряющей, но не приобретающей вещество извне. Метаморфическая дифференциация идёт главным образом путём диффузии компонентов через поровый флюид, что определяет незначительный масштаб массопереноса. Диффузия ведёт к выравниванию градиента концентрации химических элементов, что исключает вероятность появления в метаморфических породах каких-либо новых аномальных концентраций химических элементов; следовательно, процесс метаморфизма неперспективен в плане рудогенеза». И потом: «Рекомендация. Некоторые исследователи считают возможным выделять аллохимический метаморфизм с подвижностью как летучих, так и петрогенных компонентов в полностью открытой системе. Такой подход не рекомендуется, так как в этом случае полностью стираются различия между метаморфическими и метасоматическими породами, становятся расплывчатыми критерии **петрогенеза** и **металлогенической специализации** этих разнотипных образований» [187]. Определение для системы «образец горной породы как ассоциация минералов» можно принять, условно рассматривая образец как замкнутую, весьма малую по размерам систему, но не определяя её «металлогеническую специализацию». Если же говорить о региональном метаморфизме как о геологическом явлении, то рассматривать его в качестве характеристики закрытой системы нельзя. К тому же даже в образце происходит не диффузия с выравниванием концентраций, а дифференциальные движения масс, обладающих разной вязкостью. То есть определение метаморфизма, данное в Кодексе для условно малой петрографической системы, и Рекомендацию для минерагенического анализа крупной геологической системы применять нельзя.

Первые две из упомянутых функций субдукции проявляются при образовании золоторудных месторождений в углеродистых терригенно-сланцевых толщах. Относительно генезиса месторождений этого важного типа ведётся оживлённая дискуссия. Долгое время их связывали с невскрытыми интрузивными телами. Потом, благодаря исследованиям В. А. Буряка, было обосновано заимствование золота из вмещающих пород при метаморфизме, который считался обусловленным магматизмом [67]. Происхождение золота на дне бассейна среди осадочных пород С. Г. Кряжевым объяснялось гидротермально-осадочным процессом, связанным с конседиментационным магматизмом, а в месторождении в целом – связью с более поздним «коллизионным» гранитоидным магматизмом [139]. Гидротермально-осадочный процесс приводил к образованию золото-сульфидных, а «коллизионный» – золото-кварцевых руд. При этом первый процесс был главным в формировании месторождения Сухой Лог, а второй – Мурунтау. Эти два месторождения, громадных по запасам золота, действительно отличаются долей сульфидов в рудах, но, по-видимому, по другой причине.

Системный анализ месторождений Байкало-Патомской территории, их позиции в связи с общей геодинамикой, фациальной и геохимической эволюцией стратиграфического разреза, особенностями руд, их минеральных ассоциаций, частных рудовмещающих структур привёл автора данных строк к иным генетическим выводам [15]. Золото действительно имеет первичную магматогенную природу, но в связи с другим по составу и возрасту комплексом. Золото попадало в осадки при размыве рудоносных расслоенных гипербазит-базитовых интрузивных массивов, которые принято относить к дунит-пироксенит-габбровой формации с повышенной щёлочностью базитов. Эти массивы локализуются в обстановке pull-apart при левых сдвигах вдоль Монголо-Охотского пояса. С массивами ассоциируют минералы платиновой группы, титаномагнетитовые, ванадий-железо-медные с золотом месторождения. Продукты их разрушения служат источником для накопления медистых песчаников, мелкого кластогенного золота в псаммит-пелитовых фациях терригенных толщ, обогащённых ванадием, магнезиально-железистых карбонатов в хемогенных (карбонатных) толщах. Карбонатам железа и магния («бурым шпатам») в качестве поискового фактора золоторудных месторождений в терригенно-сланцевых толщах особую роль отводит А. И. Иванов [110].

Для хемогенных слоёв в рассмотренных толщах не характерно золото, что служит основанием для заключения о преимущественном кластогенном его переносе. Этот же процесс определяет общее свойство месторождений, относимых к карлинскому типу. Золото в них мелкое, наибольших концентраций достигает в углеродистых псаммит-пелитовых фациях «конденсированного разреза», в противовес псефит-псаммитовым фациям, где оно «разубожено» иным осадочным материалом. Отсутствие резких границ повышенных концентраций золота позволяет при снижении кондиций вовлекать в промышленную разработку большие объёмы рудоносного разреза («большеобъёмный» промышленный тип месторождений). Доля сульфидов в разрезе рудоносной толщи во многом зависит от степени их сохранности (окисления) при разрушении расслоенных массивов, заражённости сероводородом среды осадконакопления. Важно иметь в виду, что распределение седиментогенного золота и платиноидов определялось, с одной стороны, размещением первичного их источника – золотоносных сульфидных тел в массивах базитов, с другой – потоками, в которых переносились продукты размыва.

Дальнейшее развитие золоторудных с платиноидами месторождений определялось главным образом метаморфогенными и деформационными процессами, воздействовавшими на былые золотоносные русловые потоки, что и способствовало метаморфогенному рудообразованию в зоне субдукции. Преобразования золотоносных

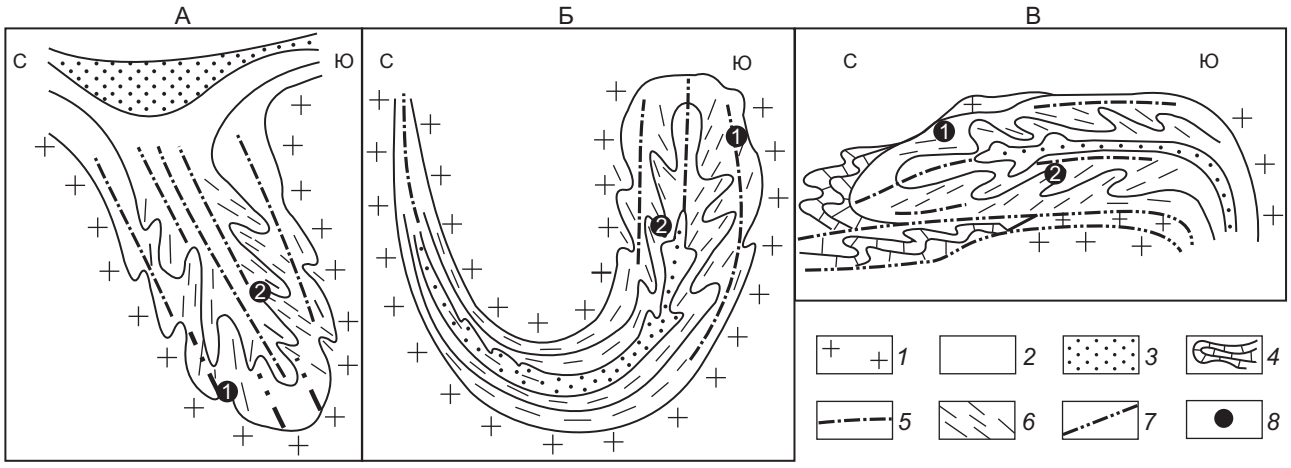


Рис. 6.7. Геодинамическая схема субдукции, сопровождаемой складчатостью и региональным метаморфизмом золотоносных рифей-вендских толщ, их последующей эдукции и шарьирования на край Сибирской платформы.

А – субдуцирование рифей-вендских толщ, накопленных в преддуговом жёлобе, сопровождаемое развитием дополнительных складок, кристаллизационной сланцеватости, региональным метаморфизмом (венд); Б – эдукция (извлечение из глубины) субдуцированных толщ (кембрий–силур) – модель формирования фундамента раннего орогена, или краевого пояса; В – шарьирование извлечённых из глубины толщ на край Сибирской платформы (силур–девон).

Метаморфизованные толщи: *1* – архей-протерозойские, *2* – рифейские, *3* – вендские; *4* – неметаморфизованные кембрий-нижнесилурийские толщи Сибирской платформы; *5* – основная кристаллизационная сланцеватость слоистости и осевой поверхности складок зоны субдукции, создающая расслоенность, способствующую тектоническому течению; *6* – кристаллизационная сланцеватость дополнительных метаморфогенных складок; *7* – основание Байкало-Патомского шарьяжа; *8* – месторождения: 1 – Чёртово Корыто, 2 – Сухой Лог.

терригенно-сланцевых толщ при региональном метаморфизме, вызванном субдукцией, а не гранитизацией (по В. А. Буряку), обусловили гипогенные (псевдомагматогенные) черты генезиса и своеобразных структур золоторудных месторождений. Золото перераспределялось из областей выжимания в складчатые области нагнетания. При формировании субдукционной синклинали возникали дополнительные складки с определённым направлением вергентности. Слоистая среда с наименьшей вязкостью, в том числе наиболее флюидизированная золотоносная, перемещалась в области нагнетания в замковые части дополнительных антиклиналей, образуя седловидные залежи, а в трещинах – жилы. Позже субдуцированные толщи извлекались и перемещались на север в виде Байкало-Патомского шарьяжа, перекрывшего Становой, Алданский щиты и край Сибирской платформы. Современная геологическая структура месторождений во многом наследует особенности субдукционных частных структур. Подробно об этом изложено в статье [15], а схематически отражено на рис. 6.7. Комплекс упомянутых деформационных процессов в литературе иногда упрощённо трактуется как коллизия. В среднем–позднем карбоне, т. е. после надвигания шарьяжа, докембрийские толщи подверглись воздействию гранитов, которые не являются рудоконтролирующими. Всё вместе существенно затрудняет палеореконструкции, понимание сущности проявленной здесь континентальной субдукции (см. рис. 6.7).

Подобно тому, как в месторождениях Байкало-Патомской территории выше уровня золотоносных пелитов (углеродистых сланцев) за счёт продуктов выветривания и размыва интрузивных массивов отлагаются карбонаты железа и магния, которые в зоне субдукции при региональном метаморфизме перекристаллизовываются в «бурые шпаты», аналогичную роль субдук-

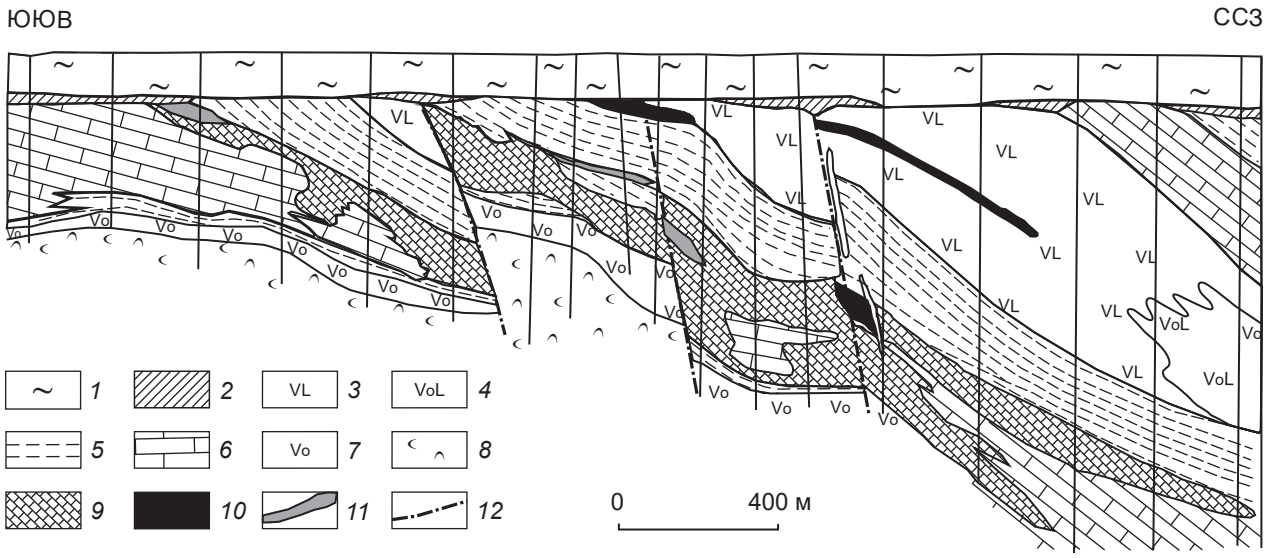


Рис. 6.8. Геологический разрез Южно-Сарбайского месторождения (составил А. И. Москаленко [100]).

1 – рыхлые мезозойско-кайнозойские отложения; *2* – кора выветривания палеозойских пород; *3* – полифировые плагиоклазовые андезибазальтовые порфириты; *4* – их грубообломочные вулканические брекчии; *5* – туффиты; *6* – известняки; *7* – туфы псаммитовые; *8* – туфы псефитовые; *9* – тонкозернистые магнетитовые руды; *10* – мартитовые руды; *11* – прожилково-вкрапленные руды в порфиритах; *12* – разломы.

ция играет, преобразуя осадки оксидов железа в железисто-кварцитовые руды. Примерами их служат руды Кривого Рога, Курской магнитной аномалии, обладающие метаморфогенными текстурами и структурами, образованными в межблоковых зонах смятия кристалического фундамента платформы. Позиция зон смятия вполне может быть сопоставлена с древней зоной субдукции. Первично осадочную природу руд убедительно обосновал И. А. Бергман [54].

Сложнее дело обстоит с мощными и протяжёнными телами магнетитовых руд, которые рассматриваются как скарновые, образованные благодаря биметасоматозу между гранитоидами и кальциевыми или магнезиальными карбонатами. В случае реального контакта тел процесс биметасоматоза развивается, хотя и не всегда, но громадные масштабы накопления железных руд ставят под сомнение связь их накопления с подобным гипогенным процессом, тем более такого рода тела имеются при отсутствии рядом расположенных интрузивов. Аналогичными свойствами обладают скарново-магнетитовые пластовые и секущие тела месторождений Соколовско-Сарбайской группы в Зауралье (рис. 6.8), Магнитогорского на Южном, Турьинской группы на Среднем Урале, месторождения Кармен, Альгарробо, Магнетита Педерналес с магнетитовыми апатитсодержащими рудами в Андах [303, 329].

Иначе говоря, процесс образования скарнов сопутствует преобразованию более ранних накоплений руд, проявляясь всего лишь новыми минеральными ассоциациями. По этой причине традиционно выделяемую группу весьма разнообразных скарновых месторождений было бы логичнее именовать скарнированными.

Ещё более существенна роль субдукции в погружении рудоносных масс на значительные глубины, где массы нагреваются и при последующей эдукции в результате декомпрессии подвергаются плавлению. Эти процессы являются основой магматизма и металлогении островных дуг и активных континентальных окраин, которые в палеообстановках обобщённо называются краевыми поясами. Состав магм и руд

месторождений в надсубдукционной обстановке во многом зависит от состава субдуцируемых толщ.

Плавлению могут подвергаться собственно рудные накопления, образуя собственно рудные магмы, представляющие достаточно редкое явление. Примером их служат магнетитовые лавы вулкана Лако [239]. Эти факты могут побудить вернуться к обсуждению проблемы о рудной магме, начатому почти столетие назад Дж. Спёрром, В. Линдгреном, И. Фогтом [235].

Роль субдукции в минерагении краевых поясов весьма значительна. Во-первых, состав субдуцированных толщ чётко отражается на вещественном составе магм и надсубдукционной металлогении. Необычайно огромные запасы меди в андийских надсубдукционных медно-порфировых месторождениях Эль-Теньенте и Чикикамата (более 100 млн т меди в каждом из них) можно объяснить лишь особенностями геологической структуры и состава погружённых рудоносных толщ на глубине. Это обусловлено тем, что с запада субдуцированы базальтоидные толщи тихоокеанской коры, вмещающие медноколчеданные месторождения. Одной из причин удивительного богатства медно-порфировых месторождений может быть то, что субдуцированные колчеданоносные толщи при эдукции имели крутое залегание, обеспечивая заимствование значительных масс металла из них как из источника, имеющего большой объём за счёт вертикального размаха при малом горизонтальном сечении. Такое крутое залегание толщ фиксируется в фундаменте андийских зон с медно-порфировыми месторождениями.

Ничего подобного в металлогении мы не встречаем при субдукции континентальной коры, например в ситуации на западной окраине Яно-Колымской ячеистой провинции, граничащей с Сибирской платформой. Здесь нет ни медноколчеданных, ни медно-порфировых месторождений. То есть, в противовес первой ситуации, субдукция континентальной литосферы определяет иную металлогению. В обрамлении Сибирской платформы на субконтинентальной коре формируются стратиформные месторождения – свинцово-цинковые в карбонатных (Горевское) и колчеданно-полиметаллические в терригенно-сланцевых (Холодненское) толщах. Руды Холодненского месторождения при субдукции подверглись региональному метаморфизму. В таких случаях субдукция, вероятно, не была столь глубинной. В результате толщи не достигали той геотермы, которая обеспечивала плавление масс при декомпрессии, приводящей к надсубдукционному магматизму с образованием медно-порфировых месторождений, характерных для краевых вулкано-плутонических поясов.

Прямым следствием погружения экзогенного вещества в результате субдукции, которое становится неотъемлемой частью гипогенного источника алмазов и карбонатитов, является геология фундамента платформ [45]. Архей-протерозойские толщи дна континентальных и субконтинентальных бассейнов, погружённые при субдукции, стали частью фундамента будущей платформы. Макромолекулярные азотсодержащие соединения биомассы, которые присутствовали среди базитовых и ультрабазитовых пород на дне бассейнов, в зоне субдукции участвовали в образовании алмазов благодаря их реакции с карбонатами и оксидами углерода. Из погружённых на разные глубины толщ, ставших алмазоносными, при кимберлитовом вулканизме извлекались алмазы, которые характеризуются наибольшей температурой роста в центре провинции и наименьшей по периферии платформы.

Субдуцированные толщи шельфовых карбонатсодержащих фаций тех же древних бассейнов в платформенный этап развития территорий обеспечили образование карбонатитов и УЩК (ультращелочной комплекс) с редкометалльной металлогенией по периферии конвективных систем доплатформенного этапа. Вещество карбонатных толщ погружалось при субдукции в виде сжатых лежачих синклиналей в мантийную среду базит-ультрабазитового состава. Повышенная щёлочность мантийных масс именно в этом месте, а не

в другом, вероятнее всего, связана с преобразованиями первичных пород мантии за счёт привнесённых компонентов в субдуцированных толщах. И этому может способствовать очень большой промежуток времени между процессом субдукции, формирующим фундамент древних платформ, и процессом магмообразования УЩК из образовавшегося «реакционного» протолита. Это же способствует разуплотнению и гравитационной неустойчивости. При постсубдукционной адвекции образуются карбонатиты и интрузивные и вулканические массивы с концентрической зональностью в чехле платформ. В протолите карбонатитов слои карбонатных осадков играют важную роль. Сочетание в зоне субдукции и её окружении толщ с осадочной минерагенией и базит-гипербазитовых с магматогенной минерагенией обусловило весьма разнообразную общую минерагению эдуцированных карбонатитов и УЩК. Это Ti, Fe, P, Nb, Ta, TR, Cu (Pb, Zn), Ba. При этом от того, из какого крыла субдукционной синклинали (с нормальным или перевёрнутым залеганием толщ) происходит эдукция в трубообразных телах, зависит направление концентрической зональности в них (см. гл. 12).

6.9. ОБЩЕЕ ОБСУЖДЕНИЕ ПРОБЛЕМЫ И ВЫВОДЫ

Всё изложенное выше позволяет рассмотреть значение представленной модели субдукции при решении общих вопросов тектоники, магматизма и металлогении [20]. Субдукция не является исключительным атрибутом ТЛП. Составляя неотъемлемую часть ячеистой адвективной геодинамики (глубинного диапиризма), субдукция вполне вписывается в геосинклинальную концепцию, если обратится к её истокам. Уместно напомнить, что Д. Дэна, основоположник концепции и автор термина, определял геосинклиналь как изгиб в земной коре («a bend in the earth's crust» [294]), образующийся в обстановке горизонтального сжатия толщ мелководья или неритовой области [275]. То есть условия развития геосинклинали, по Д. Дэна, больше всего отвечают современным трактовкам позднегеосинклинальной стадии развития подвижных систем Земли. Раннегеосинклинальная стадия, характеризующаяся горизонтальным растяжением, при котором проседание дна бассейна осадконакопления связано не с изгибом, а с утонением (шейкой) литосферы при подъёме глубинных масс, должна бы относиться к догеосинклинальной (рифтогенной), если строго следовать условиям, принятым Д. Дэна. С боковым сжатием при контракции Д. Дэна связывал образование смежных геоантиклиналей с развитием метаморфизма и магматизма. Фактически геосинклиналь Д. Дэна – приповерхностное выражение синклинали, глубинная часть которой по изложенной выше модели превращается в зону субдукции, затягиваемую под соседнюю геоантиклиналь, откуда позже выносятся вверх породы, метаморфизованные в глубинных условиях.

Другая важная сторона рассмотренной модели субдукции-обдукции – возможность использовать её как главный геодинамический фактор для объяснения почти повсеместного проявления регионального метаморфизма в раннепротерозойских энсиалических и энсиматических зеленокаменных поясах, приуроченных к гексагональным ячеям с поперечником около 1000 км [267]. Их природа могла быть связана с конвекцией, адвективным выносом из глубины метаморфизованных образований.

Процессы пластического течения в зонах субдукции и обдукции могут быть одним из главных факторов тектонической расслоенности земной коры и верхней мантии. Тектоническая расслоенность обеспечивает возможность горизонтальных перемещений на разных глубинах океанических и континентальных масс по сланцам. Древние зоны субдукции, субгоризонтально внедрённые в астеносферу ячей, могут быть одной из причин геохимической неоднородности мантии, в том числе типа DUPAL

в Атлантике. Эти древние неоднородности могут сохраняться в океанах, если спрединг океанической коры реализуется путём сползания плит по поверхностям расслаивания с поднятой в результате адвекции мантии.

Модель встречных субдукции и обдукции раскрывает механическую сущность одновременного *S*-образного увеличения базальтового и гранитного слоёв земной коры в орогенных поясах, помимо роли магматизма при этом. Также может преобразовываться маломощная протокора в мощную континентальную кору с возрастанием её общего объёма при увеличении общей площади молодой океанической коры в истории Земли.

Перевёрнутая последовательность залегания толщ в смыкающем крыле *S*-образной зоны субдукции-обдукции обусловливает особенности продуктов магматизма и рудообразования в надсубдукционной обстановке. В интрузивных породах кислого состава часто присутствуют ксенолиты пород основного состава, чего не должно быть при обычной расслоенности магм в очагах. Очаги плавления возникают за счёт декомпрессии при эдукции наиболее влагонасыщенной части толщ, подвергшихся субдукции. Выплавки, поднимаясь вверх, пересекают сначала перевёрнутый ультрабазитовый слой, а затем обдуцированные сиалические массы. От этого могут зависеть геохимический и минеральный составы руд в близких по типу месторождениях. Так, на Урале золоторудные проявления в Тагильском «прогибе», расположенные к западу от полосы регионально метаморфизованных пород, обладают относительно простым составом, где золоту сопутствуют сульфиды меди, свинца, цинка и кварц, т. е. минералы, характерные для присутствующих здесь более ранних колчеданных месторождений. На востоке Урала в золоторудных проявлениях и месторождениях отмечаются не только перечисленные минералы, но и киноварь, молибденит, вольфрамит, содержащие элементы, ассоциирующие с ультрабазитами и породами сиаля.

Важную роль метаморфические процессы при субдукции и особенно последующей эдукции одновременно с декомпрессией и зарождением магм играют при образовании золотоносных руд месторождений в черносланцевых толщах. В последних происходит метаморфогенная регенерация, сопровождаемая дифференциацией накоплений седиментогенного золота и сопутствующих элементов. Мельчайшее седиментогенное золото в пелитоморфных фациях при метаморфизме укрупняется, а среда превращается в сланцы. Процессы приводят к перетеканию рудоносных флюидов из областей тектонического выжимания в области нагнетания. На приуроченность месторождений к таким областям указывают их геологическая структура с обилием складок и отсутствие оруденения в смежных плоскопараллельных толщах без складок, отвечающих областям выжимания [15, 22]. Процессы субдукции и сопутствующей ей обдукции во многом определяют строение фундамента вулкано-плутонических поясов и минерагению.

ГЛАВА 7 ФУНКЦИОНАЛЬНАЯ РОЛЬ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ СИСТЕМ В МИНЕРАГЕНИИ

7.1. ОБЩИЕ ВОПРОСЫ МИНЕРАГЕНИЧЕСКОЙ ТАКСОНОМИИ И ЕЁ СВЯЗИ С ГЕОДИНАМИЧЕСКИМИ СИСТЕМАМИ

Минерагеническая таксономия использует разные принципы систематизации. Общим и самым главным принципом деления является размерность таксонов. Деление учитывает в первую очередь прагматические цели, а также касается и генетических особенностей системных объектов. В генетический принцип закладывается ряд факторов, зависящих от представлений исследователя. Вместе с тем, как правило, нет единства в трактовке объёма понятия таксонов и номенклатурном принципе. Разные подходы к таксономиии соответствующему районированию территорий отражены в Российском металлогеническом словаре [213].

Основополагающей схемой металлогенического районирования является схема, предложенная Е. Т. Шаталовым [175], которая вошла в Геологический словарь. Она предусматривает выделение таксонов, соответствующих рудоносным территориям не только определённого размера, но и, что очень важно, разной конфигурации – линейно вытянутой и без вытянутости (приблизительно изометричной). Это позволяет не упускать из внимания связь типа таксона с особенностями глубинной структуры, отвечающей двум видам конвекции: валообразной и ячеистой. Прямолинейный таксон может также отражать зоны крупных сдвиговых деформаций. Ячеистый таксон может состоять из серии дугообразных концентрических зон, соответствующих поясным линейным таксонам. Линейный таксон, ранг которого определяется его длиной, имеет существенно бóльшую изменчивость структуры в поперечном направлении по сравнению с изометричным таксоном того же ранга. В таксономию планетарных объектов, где в схеме Е. Т. Шаталова присутствует только планетарный металлогенический пояс, Д. В. Рундквистом [137] внесена планетарная металлогеническая провинция, к которой термин «пояс» не применим. В то же время в схеме Д. В. Рундквиста отсутствует имеющийся в схеме Е. Т. Шаталова очень важный минерагенический таксон – рудный узел. Имеющиеся в схеме крупные «металлогенические единицы» Д. В. Рундквистом сопоставляются с «тектоническими единицами»: складчатые пояс, провинция, система, область. Тектоника, связанная с конвективной геодинамикой, в существующей схеме минерагенической таксономии не используется. Начиная с металлогенической зоны, в основу геологического фактора для деления таксонов положен вещественный принцип. Таксоны выделяются по формационному принципу, который не является тектоническим. Приводимые схемы таксонов и их соотношения с геологическими объектами направлены главным образом на районирование территорий для целей прогноза [213]. Тектоническая сущность металлогенических таксонов в схемах выражена весьма расплывчато. Используемые понятия – складчатые пояс, система, область – недостаточно конкретны.

Применение разных принципов, а именно тектонического и вещественного, при минерагенической таксономии, предложенное Д. В. Рундквистом, несмотря на отмеченные проблемы, вполне оправдано. Разная масштабность таксона требует разного к нему подхода. В этом отношении недостаточно удачным представляется излишняя унификация формационного подхода к таксономии систем разных рангов, предложенная А. И. Кривцовым в работе [133] и вошедшая во многие последующие его пуб-

ликации. При всех достоинствах отмеченных таксономий исследователи сталкиваются с рядом проблем системного подхода, преодоление которых может способствовать совершенствованию прогноза.

К выделению иерархического ряда металлогенических таксонов следует подойти, с одной стороны, с позиции масштабов карт, на которых они выделяются и оцениваются, а с другой – с позиции целей и основного принципа анализа карт для характеристики таксона. То есть системный подход должен учитывать изменение принципа выделения систем в зависимости от масштаба прогнозно-металлогенических исследований (табл. 7.1).

Последовательность изменения принципов выделения минерагенических таксонов позволит избежать ряда проблем, если выполнить следующие требования:

- при обзорном масштабе и решении задач региональной комплексной металлогении выделение металлогенического таксона (например металлогенической провинции, пояса) трудно осуществить лишь на основе входящих в него геологических формаций. Главенствующим при этом должен быть принцип тектонической сущности таксона;
- при мелком и среднем масштабах вполне правомерно применение принципа выделения таксона (структурно-металлогенической, металлогенической зоны, рудного района) через геологические формации и их комплексы совместно с сопутствующими типами месторождений, что соответствует понятию формаций рудных месторождений;
- при среднем и крупном масштабах, когда выявляются признаки оруденения, генетические связи руд с объектами определённого состава и геологической структуры, формационный принцип необходимо учитывать и использовать, но должен преобладать принцип выделения таксона (рудный узел, рудное поле) через рудно-магматическую систему, её части или через генетические фации рудоносной геологической формации, через рудоконтролирующие тектонические структуры. Рудно-магматическая система (РМС) характеризует локальные структуры, определяемые в случае эндогенной минерагении магматическим очагом и производными его частей. Сочетание анализа РМС с формационным анализом окружающей среды позволяет вскрыть, лучше и правильнее понять сущность и генезис обоих объектов исследования;
- при детальном масштабе для выделения месторождения используется геолого-структурный принцип в сочетании с экономическими требованиями, характеризующими его промышленный тип, общие типовые свойства формации рудных месторождений.

Основы геологической и тектонофизической сущности конвективных систем разного размерного порядка (связи размера фракталов с вязкостью среды, последовательное снижение которой приводит к магматизму), были показаны в главе 3 (см. табл. 3.1). В основу таблицы положена десятичная топология рангов систем (десятичный порядок изменения масштабов). В связи с тем, что в геологической практике используется более дробная последовательность увеличения масштаба исследований, выделяются более дробные масштабные минерагенические таксоны, связанные с геодинамическими системами определённого порядка, ранги разбиты на части с указанием масштабов карт, на которых они выделяются (табл. 7.2) [16, 17].

Функциональная роль геодинамических систем, упорядоченность размещения связанных с ними минерагенических (металлогенических) систем определяется функцией нескольких аргументов. Среди них главными являются, с одной стороны, физические условия формирования, а с другой – прагматические принципы металлогенического районирования, т. е. принципы выделения металлогенических таксонов из реальной геологической структуры Земли, включающей системы разных масштабных порядков (разных рангов). Особенно важна роль геодинамики систем в установлении условий перемещения вещества при формировании состава толщ мантии и земной коры, заимствования и потери их компонентов, что обычно рас-

Табл. 7.1. Цель и принципы выделения систем, минерагеническая таксономия

<table>
<tr><td rowspan="2">Цель</td><td colspan="2">Прогнозная</td><td>Прогнозно-поисковая</td><td>Поисково-оценочная</td></tr>
<tr><td>региональной (комплексной) металлогении</td><td>региональной и специальной металлогении</td><td>поисков</td><td>промышленной оценки</td></tr>
<tr><td>Принцип выделения</td><td>Общетектонический</td><td>Формационный (формации и их комплекс)</td><td>Фациальный и геолого-структурный</td><td>Геолого-экономический с рудно-формационной типизацией</td></tr>
<tr><td>Масштаб</td><td colspan="4">Таксоны и их примерная протяжённость</td></tr>
<tr><td>Обзорный 1 : 1 500 000 и мельче

Мелкий 1 : 1 000 000</td><td>Металлогеническая провинция, пояс 1–2 тыс. км

Фрагмент провинции – субпровинция ~ 0,6 тыс. км</td><td></td><td></td><td></td></tr>
<tr><td>Мелкий 1 : 500 000

Средний 1 : 200 000</td><td></td><td>Металлогеническая область до 300 км

Структурно-металлогеническая, металлогеническая зона

Фрагмент зоны – рудный район ~ 30–100 км</td><td></td><td></td></tr>
<tr><td>Средний 1 : 100 000

Крупный 1 : 50 000</td><td></td><td></td><td>Магматогенно-рудный узел до 30 км

Фрагмент узла – рудное поле (рудная зона) до 10 км</td><td></td></tr>
<tr><td>Детальный 1 : 10 000
Детальный 1 : 2000</td><td></td><td></td><td></td><td>Месторождение

Фрагмент месторождения – рудное тело</td></tr>
<tr><td>Прагматический выход (оценка ресурсов)</td><td>Металлогенический потенциал</td><td>Металлогенический потенциал и P_3</td><td>P_2</td><td>P_1 (C_2)</td></tr>
<tr><td rowspan="2">Типы систем</td><td colspan="2" rowspan="2">Стохастические, отражающие пространственные статистически вероятностные связи</td><td colspan="2">Детерминированные</td></tr>
<tr><td>генетическими и парагенетическими связями</td><td>экономическими требованиями</td></tr>
</table>

Табл. 7.2. Иерархическая схема геодинамических систем и металлогенических таксонов полного масштабного ряда (в скобках примеры)

Размерный порядок геодинамической системы и её ранг	Субизометричные		Линейно вытянутые		Масштабы карт при выделении таксона
	Таксоны	Примерный размер поперечника, км	Таксоны	Примерный размер длины, км	
I Глобальный	ПЛАНЕТАРНАЯ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ ПРОВИНЦИЯ (Тихого океана, Атлантического океана, Евразийская)	≥ 10 000	ПЛАНЕТАРНЫЙ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЙ ПОЯС (Западно-Тихоокеанский, Восточно-Тихоокеанский, Средиземноморско-Гималайский)	≥ 10 000	1 : 50 000 000 1 : 10 000 000
	ПЛАНЕТАРНАЯ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ СУБПРОВИНЦИЯ (Южно-Тихоокеанская, Северо-Атлантическая, Южно-Атлантическая, Северо-Американская, Южно-Американская)	3000–7000	ПЛАНЕТАРНЫЙ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЙ СУБПОЯС (Средиземноморский, Кордильерский, Андийский)	5000–7000	
II Провинциальный	МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ МЕГАПРОВИНЦИЯ (Восточно-Европейской платформы, Западно-Сибирская, Сибирской платформы, Анадырско-Верхоянско-Колымская, Забайкало-Хингано-Сихотэ-Алиньская)	2000–3000	МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЙ МЕГАПОЯС (Уральский, Сихотэ-Алиньско-Охотско-Чукотский, Усть-Илимск-Нижнеленский)	2000–3000	Обзорные 1 : 5 000 000 1 : 2 500 000 (1 : 1 000 000)
	МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ ПРОВИНЦИЯ (Хангай-Алтае-Саянская, Казахстанская, Охотского моря, Байкало-Витимо-Нерчинская, Тунгусской синеклизы, Якутская, Беломоро-Северодвинская)	800–2000	МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЙ ПОЯС (Верхоянский, Курильский островодужный, Сихотэ-Алиньский, Алтае-Саянский)	1000–2000	
	МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ СУБПРОВИНЦИЯ (Колымская, Курильской котловины, Прикаспийская, Анабарского щита, Тенгизская Казахстана, Алтае-Саянская)	400–600	МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЙ СУБПОЯС ИЛИ СУБПРОВИНЦИЯ (Западно-Саянский, Восточно-Саянский, Енисейского кряжа, Прибалхашский)	400–600	
III Региональный	МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ ОБЛАСТЬ	300	МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ ЗОНА	300	Мелкие 1 : 1 000 000 1 : 500 000
	РУДНЫЙ РАЙОН	100	РУДНАЯ ЗОНА	100	Средние 1 : 200 000 1 : 100 000
IV Очагово-узловой	РУДНЫЙ (МАГМАТОГЕННО-РУДНЫЙ) УЗЕЛ	30			
	РУДНОЕ ПОЛЕ			10	Крупные и детальные 1 : 50 000 1 : 10 000
V Локальный (камерный)	МЕСТОРОЖДЕНИЕ			2–4	
VI Апофизный (мелкий шток)	РУДНОЕ ТЕЛО, ЗАЛЕЖЬ, НЕБОЛЬШАЯ ТРУБКА				1 : 5000 и крупнее

сматривается лишь с позиций петрологии, геохимии. Ряд минерагенических моделей, описывающих рудообразование с позиций петрологии и геохимии, были построены давно с использованием представлений о ювенильности мантийного вещества, без учёта того, что в мантии находятся толщи земной коры, прошедшие экзогенную дифференциацию до их погружения в недра.

7.2. МИНЕРАГЕНИЧЕСКИЕ СИСТЕМЫ I–III ПОРЯДКОВ, ПОДГОТАВЛИВАЮЩИЕ РАЗВИТИЕ РУДНО-МАГМАТИЧЕСКИХ СИСТЕМ

Рассматривая роль геодинамических систем разного ранга в минерагении, мы вынуждены использовать обобщённую характеристику слагающих их мелких систем вместе с вмещающей средой. То есть описание систем разного ранга даётся не в отрыве их одна от другой.

Из табл. 7.2 следует, что формирование общей структуры систем I–III порядков происходит благодаря пластическим перемещениям вещества Земли, которое по вязкости отвечает домагматическому его состоянию. Иначе говоря, это соответствует подготовительному процессу для развития собственно рудно-магматических систем IV и V порядков, как рост корня, ствола и веток растения предшествует цветению и плодоношению. Собственно рудоносная структура этих систем определяется особенностями размещения в них систем IV и V порядков. Крупные геодинамические и минерагенические системы не имеют строгих чётких ограничений, а отражают общую структуру, связанную с конвекцией определённого масштабного ранга.

7.2.1. О минерагенической роли геодинамических систем I порядка

Системы I порядка определяют крупнейшую ядерно-мантийно-литосферную блокировку Земли с характерными типами её разрезов: континентальный, океанический, гипотранзитальный (глубинный активно-переходный) типы геодинамики. В земной коре этим системам соответствуют континенты, океаны, активные континентальные окраины. Пассивные окраины выделять в самостоятельную категорию систем I порядка, по-видимому, нет резона, так как они нейтральны, в них нет ни спрединга, ни субдукции, характерных структурных особенностей, уходящих глубоко в мантию. Границы их условны: шельф относится к континенту, а континентальный склон представляет трансформированный борт былого рифтогена, существовавший при зарождении океана.

О влиянии конвекции на общепланетарную минерагению ранней истории Земли судить трудно в связи с последующими процессами, существенно преобразовавшими структуру планеты. Вместе с тем, если провести палеореконструкцию современных континентов в единый суперконтинент, то проявится весьма примечательная картина пространственного распределения месторождений олова (рис. 7.1).

В процессе преобразования общей протокоры в океаническую и континентальную, т. е. при океанизации сектора Панталассы (древнего Тихого океана) от него к Пангее происходило пластическое перетекание верхней сиалической части литосферы. Поскольку месторождения олова, как известно из опыта, связаны с сиалической частью земной коры, есть основание полагать, что именно этот процесс привёл к обогащению оловом континентальной коры на границе с Панталассой. При последующих металлогенических процессах геохимическая специализация коры окраинного пояса Пангеи, обогащённая оловом, неоднократно проявлялась в разных типах месторождений. Сейчас этот древний планетарный металлогенический пояс расчленён мезозойскими океанами на серию разобщённых металлогенических провинций.

Нельзя не отметить ещё одну особенность минерагении океана, косвенно связанную с геодинамикой. Она выражается в его большом размере и длительности существова-

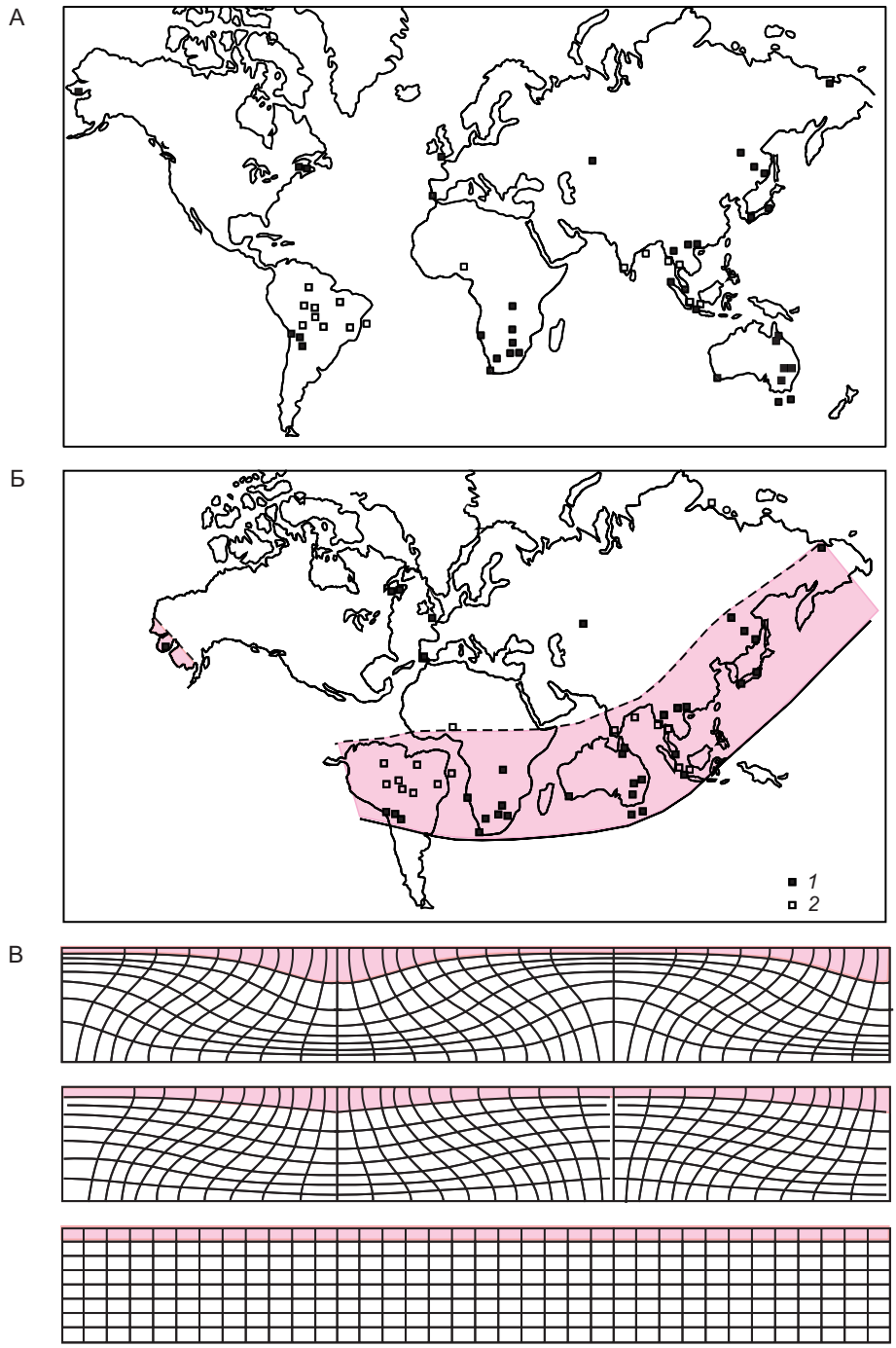


Рис. 7.1. Образование пояса оловоносной литосферы при одноячеистой общепланетарной конвекции Земли.

А – позиция разновозрастных крупных месторождений олова в современной Земле (данные из [238]): *1* – коренных, *2* – россыпных; Б – позиция планетарного пояса оловоносной литосферы на границе Панталассы и Пангеи; В – модель латерального перераспределения оловоносной сиалической части литосферы (закрашено цветом) при развитии Панталассы и Пангеи в соответствии с математической моделью М. А. Гончарова деформации слоистой толщи в последовательные ранние фазы неустановившейся конвекции (адвекции).

ния. Эти условия благоприятны для собственно хемогенного рудообразования на больших площадях без разубоживания чуждым материалом. Примером являются железо-марганцевые конкреции и корки, распространённые на большой площади, чего нет в квазиокеанах.

К планетарным металлогеническим провинциям относятся, с одной стороны, океанические бассейны, с другой – континенты.

Упорядоченность их размещения и периодичность повторения в пространстве определяются волновыми неоднородностями в ядре Земли, вызывающими каскад следствий. Одним из них является раскол земной коры, способствующий подъёму мантийного вала, над которым формируются срединно-океанический хребет и сопровождающие его рифты. Срединно-океанический хребет может рассматриваться в качестве планетарного металлогенического пояса, представляющего линейную фрагментированную трансформными разломами часть планетарной минерагенической провинции. Несмотря на фрагментацию, вдоль простирания хребта не отмечается резкая структурно-формационная и металлогеническая изменчивость, отвечающая по размерам структурам II порядка, что может указывать на отсутствие здесь ярко выраженного ячеистого диапиризма соответствующего масштаба.

Весьма примечательная особенность структур I порядка – отражение в них глубинных сдвиговых перемещений, которые вблизи поверхности выражены трансформными разломами близширотного простирания. Наиболее значительный из них – разлом Романш в Атлантике, по зоне которого фиксируются левосдвиговые перемещения на амплитуду около 1,1 тыс. км. При этом интересно, что ничего похожего не отмечается в континентальной коре Африки, к которой разлом примыкает. Это определённо свидетельствует о том, что зарождение разлома Романш и сдвиги по нему мантийных масс происходили задолго до образования Алантики. Важно и то, что, как показывает сейсмотомографический разрез земного шара по 20° ю. ш. (см. рис. 5.1), западная часть Южной Африки «наступает» на поднятие ядра Земли, которое находится под Атлантикой, а середина и восточная часть Африки расположены над впадиной ядра. Это говорит о значительном западном дрейфе Африки относительно ядра и о том, что нельзя, как делается в ряде работ разных авторов, рисовать два одинаковых вертикальных суперплюма, поднимающихся от ядра к Тихому океану и к Африке. То есть принятие Африки за неподвижный репер весьма условно. Магматизм Южной Африки не связан с плюмом, растущим от ядра.

Значительно более сложной структурой обладают планетарные металлогенические пояса, которые выделяются по принципу объединения в единую цепочку систем II порядка и их структурных элементов. При этом можно выделить две весьма разные ситуации. Первая, когда мантийный диапиризм недоразвит и проявляется главным образом в развитии овальных поднятий и рифтовых зон, связанных с этими поднятиями. Поднятия образуют цепочечный, вплоть до сплошного, линейный выход древних толщ с древней же металлогенией и элементами регенерации оруденения, с частичным наложением нового. К этой ситуации относится Восточно-Африканский планетарный металлогенический субпояс, соответствующий одноимённой рифтовой системе [151].

Вторая ситуация, когда развитие мантийного диапиризма зашло далеко, привела к образованию нового типа земной коры – океанического с соответствующими новыми структурами и металлогенией выросших на ней систем IV и V порядков. Ко второй ситуации относится Западно-Тихоокеанский планетарный металлогенический пояс, включающий одноимённый рифтовый пояс [166] и систему островных дуг. Последние вместе с зонами субдукции правомерно обособить в самостоятельный планетарный металлогенический пояс как зону взаимодействия периферии мантийной ячеи (диапира) I порядка (подтихоокеанской) с гипотранзиталью и принадлежащей к ней цепочкой мантийных ячей (диапиров) II порядка (подокраинноморских). Фактически это и есть верхний структурный уровень одной из гипотранзиталей Земли, о которых шла речь выше. Подобным образом в качестве зоны взаимодействия можно выделять Андийский планетарный металлогенический субпояс, наряду с более широким планетарным поясом или планетарной субпровинцией запада Южной Америки. Очевидно, что этот суб-

пояс характеризует ситуацию, промежуточную между первой и второй, упомянутыми выше, приближаясь к последней. Промежуточную позицию занимает и Альпийско-Гималайский планетарный пояс. Включение или невключение тех или иных структур в рамки пояса зависит от принципов исследования, определяемых конкретными задачами.

Таким образом, при анализе металлогении в планетарных минерагенических цепочечных поясах и субпоясах необходимо особо рассматривать зрелость проявления мантийного (астеносферного) диапиризма, тип литосферы, с которым сочетаются диапиры, тип взаимодействия диапиров II порядка с диапирами I порядка. Разные сочетания этих факторов, а также выбор принципов ограничения поясов существенно отражаются на общей металлогенической характеристике поясов, суммирующих частные территории.

Особенности развития систем I порядка, определяемые ядерно-мантийными неоднородностями и их следствиями, проявляющимися в системах последующих порядков, позволяют допустить, что механизм формирования гипотранзиталей, развитых при четырёхъячеистой конвекции Земли, был присущ мантийным преобразованиям при одноячеистой конвекции древней Земли, которые обусловили структуру метаморфических толщ основания континентальной литосферы.

7.2.2. Тектоническая и минерагеническая роль геодинамических систем II порядка. Эволюция земной коры и минерагении

Развитие систем II порядка продолжает формирование типа литосферы на фоне систем I порядка. Основная роль геодинамических систем II порядка состоит в формировании тектонических обстановок, характеризующихся общим составом земной коры, структурно-формационными и магматическими комплексами с присущей им минерагенией и деформационными структурами соответствующего масштаба. Провинциальная (относительно изометричная) или поясная (вытянутая прямолинейная или дугообразная, концентрическая) морфологическая и структурная обстановки определяются, в первую очередь, геодинамическим генетическим фактором, а именно валообразным или ячеистым типом конвекции, зависящим от величины параметров, входящих в уравнение Рэлея (главным образом вязкости вещества и размеров системы). На строение прямолинейных поясов существенное влияние могут оказывать сдвиговые усилия вдоль пояса, создающие обстановку транстенсии.

Существующий перечень геодинамических обстановок весьма обширен, так как учитывает состав литосферы (континентальный, океанический, промежуточный), морфологический и структурный типы систем II порядка (линейный, ячеистый), наконец, собственно интерпретацию геодинамики. При геодинамическом развитии происходит последовательное изменение типа литосферы, которое сопровождается закономерной эволюцией минерагении в соответствующих тектонических обстановках. В реальности на Земле встречаются ситуации, отвечающие разным фазам мантийной и мантийно-коровой конвекции, преобразующей литосферу. Разные фазы создают многообразие обстановок. С позиций системного анализа весьма желательно установить особенности переходов между фазами, общий их структурный тренд, чтобы лучше ориентироваться в нестандартной обстановке, а не ограничиваться запоминанием всех известных ситуаций. На конкретном фактическом материале такие переходы на примере Урала описаны в главе 11. Тип литосферы формируется благодаря сочетанию седиментогенеза, магматизма, пластического течения высоковязких (квазитвёрдых) масс и деструктивных (в том числе эрозионных) процессов. При этом намечаются общие тренды эволюции минерагении при определённой эволюции типа литосферы.

Эволюция магматизма при формировании крупных геологических структур с привязкой к тектоническим обстановкам

в общем виде рассмотрена в работе [61]. В ней же типизированы обстановки. Принимая данный в этой работе петрологический аспект эволюции магматизма, следует заметить спорность трактовок отдельных тектонических обстановок (например Красное море по традиции сопоставляется с зарождением океана без учёта масштабности объекта и его позиции по отношению к ядру Земли). Вместе с тем, если рассматривать геодинамику преобразования типа коры, например континентального в субокеанический тип, то такие сопоставления проводить правомерно. Направление такой эволюции (тренд) определяется расползанием коры, обладавшей гранитно-метаморфическим слоем, и возникновением на её месте коры без гранитного и былого осадочного слоёв. То есть это спрединг, который может происходить внутри континента. Здесь же ещё раз напомним, что образующиеся депрессии нельзя рассматривать как прогибание, так как кора не гнётся, а верх её проседает за счёт образования «шейки» растяжения.

Спрединг, подобно существующему делению рифтогенеза, также можно делить на активный и пассивный. Активный вызывается активным подъёмом нижних масс в виде вала (сосредоточенный спрединг) или ячеи (рассеянный спрединг), а пассивный начинается с простого растаскивания блоков в стороны при их горизонтальном перемещении по другим причинам. Примером первого случая служат рифты срединно-океанических хребтов, второго – Байкальский рифт, возникший как бассейн pull-apart при левых сдвиговых перемещениях на концах разломов близширотного простирания вдоль р. Верхняя Ангара на севере и рек Иркут и Малый Енисей на юге озера. Образование такого рифта в силу изостазии вызывает под ним подъём мантии, который условно называют пассивным. То есть при разных соотношениях причины и следствия первоначальный тектонический эффект в коре и мантии очень схож у обоих типов спрединга.

Существует дискуссия в отношении типа рифта Красного моря. Рифт образовался вдоль одного из разрывных лучей, исходящих из центра адвективной ячеи Афар. По этому лучу и лучу Аденского залива от Африки оторвался блок Аравии и сполз с адвективной ячеи к северу на амплитуду около 300 км, образовав при этом названные бассейны, перекрыв акваторию Тетиса [251]. Однако сходные контуры берегов моря свидетельствуют и о раздвиге в северо-восточном направлении. То есть Красное море образовалось при сочетании механизмов pull-apart и активного рифтогенеза. Начало процесса рифтогенеза датируется границей олигоцена–миоцена, а раскрытие и образование коры океанического типа в рифте – после миоцена.

Красное море послужило коллективу авторов [61] примером для демонстрации пространственно-временно́й эволюции состава магматизма. Перед рифтогенезом и в начале него при относительно бо́льшей мощности коры у краёв рифта имел место щёлочно-базальтовый магматизм, а толеитовые базальты типа MORB появились позже только в осевой части рифта. Именно к оси рифта приурочена цепочка депрессий, в части которых локализуются современные сульфидные руды [68]. В породах западного побережья присутствуют миоценовые рудопроявления свинца и цинка. Иначе говоря, эти рудопроявления при образовании находились вблизи современной оси рифтогена и были отодвинуты вместе с вмещающими толщами при спрединге.

Этот пример является одним из поводов, чтобы ещё раз обсудить в минерагеническом и геодинамическом аспектах проблему природы рудно-формационного ряда стратиформных месторождений свинца, цинка и меди, общие черты генезиса оруденения, зональность их размещения во времени и в пространстве в связи со спредингом и вызывающими его факторами.

Среди стратиформных месторождений цветных металлов традиционно выделяется большая группа колчеданных месторождений в разных геологических форма-

циях: вулканогенных, вулканогенно-терригенных, терригенных. К колчеданным относятся месторождения, в которых сульфиды железа составляют главную массу пластообразных и линзовидных рудных тел. Особняком представляются стратиформные свинцово-цинковые месторождения в карбонатных толщах. Их не включают в колчеданную группу из-за меньшей доли пирита и халькопирита в рудах, хотя они в них присутствуют, а также в силу пространственной обособленности от «классических» колчеданных месторождений.

В настоящее время практически ни у кого не вызывает сомнение вулканогенно- и (или) гидротермально-осадочный генезис колчеданных руд. Генезис стратиформных свинцово-цинковых месторождений в карбонатных толщах дискутируется. В последнее время популярной стала элизионная гипотеза (выжимания рудных растворов из вмещающих пород). Последняя не снимает вопросы о природе больших концентраций свинца в толщах, откуда выжимались металлоносные флюиды и почему руды локализовались на очень протяжённых по простиранию, но редких в разрезе маломощных стратиграфических уровнях. К принятию элизионной природы руд побуждает лишь отсутствие в глубинах данной территории признаков явного проявления магматизма. Обогащение цветными и другими металлами присутствующих здесь же эвапоритов можно связывать с элизией компонентов из уже образовавшихся гидротермально-осадочных рудных тел.

Если колчеданные месторождения приурочены к рифтогенным структурам СОХ (собственно океаническим), либо преддуговым квазиокеаническим, либо задуговым областям рассеянного спрединга, депрессиям в островных дугах или на активных континентальных окраинах (месторождения типа манто), т. е. ко всем тем обстановкам, которые в иной тектонической номенклатуре именовались эвгеосинклинальными, то полиметаллические месторождения в карбонатных толщах относятся к пассивным окраинам, или парагеосинклиналям («окологеосинклиналям»). Минеральный и элементный составы руд колчеданных месторождений находятся в определённой корреляции с составом вмещающих их геологических формаций. Там, где состав формаций указывает на малую роль выплавления магм из сиалической части земной коры (где существенно преобладают базальты), в рудах относительно мала роль свинца. И, наоборот, где роль сиалической составляющей коры высока (роль базальтов мала вплоть до отсутствия в эффузивной форме, а высока роль кислых эффузивов или терригенных осадков), существенно возрастает роль свинца при значительном снижении роли меди. Цинк «менее разборчив» в своей приверженности, занимая промежуточную позицию, но явно ближе к поведению свинца. К тому же малая роль цинка в сульфидных месторождениях, связанных с щёлочно-базальтовым комплексом и локализованных в его базитах, в сравнении с колчеданными месторождениями, указывает на бóльшую связь цинка с земной корой, чем с мантией. К такому же заключению приводит существенное преобладание цинка над всеми другими металлами в сульфидах громадного Холодненского колчеданно-полиметаллического месторождения в терригенно-сланцевой толще Прибайкалья. Тенденция к изменчивости составов геологических формаций и колчеданных руд неоднократно фиксировалась в связи с разными геологическими обстановками при выделении типов месторождений, например кипрского, уральского, рудноалтайского и др.

На вариации составов пород и руд может влиять не только состав основания земной коры, из которой выплавляются магмы, но и относительная длительность процесса, обеспечивающая степень расплавления, количество выплавок из коры под воздействием мантийных агентов. Именно этим можно объяснить то, что в одной рудно-магматической системе (магматогенно-рудном узле) в кальдерный этап её развития в вулканитах возрастает роль дацитов, андезидацитов (исландитов), а в колчеданных месторождениях – цинка и

свинца по сравнению с месторождениями докальдерного развития вулканизма.

Для обсуждения вещественной стороны проблемы эволюции магматизма и соответствующей минерагении в геодинамическом аспекте коротко остановимся на общих петрохимических схемах, предложенных петрологами, что поможет приблизиться к обоснованной интерпретации суммы наблюдаемых явлений.

Представление о магматических системах рассмотрено в работе [61]. В ней отмечено: «В настоящее время проблема строения и функционирования магматических систем, включая весь комплекс процессов с момента зарождения первичных магм в мантии до излияния лав на поверхность твёрдой Земли, остаётся во многом неясной. Согласно геохимическим и изотопным данным, на этом пути мантийные расплавы подвергаются процессам кристаллизационной дифференциации, смешиваются, часто ассимилируют вещество коры, а также литосферной мантии и т. д. <…> Судя по геологическим данным, магматическая активность крупных изверженных провинций сосредотачивалась в пределах многочисленных, но самостоятельных магматических систем. Они представляли собой локальные вторичные плюмы, где вследствие адиабатической декомпрессии происходило плавление мантийного вещества. По-видимому, поверхности достигала только сравнительно небольшая часть новообразованных магм. Бóльшая же часть, вероятно, оставалась в толще земной коры в форме промежуточных магматических очагов разной глубинности (интрузивов) и серий подводящих каналов (даек). Главными элементами строения магматических систем являются: 1) области мантийной генерации магм, 2) серия промежуточных внутрикоровых магматических очагов разной глубинности, где происходили накопление магм, их кристаллизационная дифференциация, смешение расплавов, процессы ассимиляции вмещающих пород и т. д., и 3) лавовые плато на поверхности и субвулканические тела, образованные уже за счёт в разной степени эволюционированных расплавов. О характере промежуточных очагов можно судить по особенностям строения интрузивов, где следы этих процессов доступны прямому наблюдению».

В этой же работе рассмотрен важный вопрос о природе расслоенности магматических тел. За основу взят принцип механизма затвердевания расплава с последовательной отсадкой кумулуса. Появление ритмичной расслоенности считается результатом температурно-концентрационных волн, характерных для диссипативных систем, которыми являются затвердевающие интрузивы. Каждая волна включает высоко- и низкотемпературные кумулаты. Возникновение волн связывается с тем, что тепло из системы удаляется быстрее, чем главный объём расплава успевает ассимилировать поступающий из зоны кристаллизации остаточный расплав. В результате остаточный расплав накапливается перед фронтом затвердевания в виде диффузионной зоны, приводя к его неустойчивости и появлению ритмичности [277].

Не отрицая возможности развития такого сценария формирования ритмичности магматических тел, автор данных строк считает более вероятным иной механизм появления ритмичности в магматических плутонах, т. е. при ритмичном выплавлении магм из протолита, а не отсадкой кумулатов при кристаллизации. Основой механизма является ряд положений. Причиной выплавления служит не только прогрев пород над поднимающейся ячеёй (носителем тепла нижней геосферы), но и декомпрессия на уровне верха ячеи. Роль декомпрессии в образовании магм исследована и описана в работе [116]. Малая температуропроводность пород обеспечивает плавление мантии в слое мощностью, равной мощности ритма. В основании ритма будут присутствовать ультрабазитовые реститы с частными кумулатами из верхней расплавленной и дифференцированной в процессе выплавления части ритма. Следующему плавлению подвергается слой, подстилающий уже сформированный ритм, за счёт продолжения поднятия ячеи на уро-

вень бывшего плавления (верхний ритм перемещается вверх с истраченным для плавления теплом на амплитуду мощности подстилающего ритма). Такой механизм соединяет в себе два известных принципа. С одной стороны, принцип ритмических реакций, в которых процесс протекает до тех пор, пока не истратятся реагирующие вещества в слое (ритмические реакции) или не истратится тепло на выплавление ритма. Другой механизм подобен зонной плавке в известной модели А. П. Виноградова и А. А. Ярошевского. В отличие от двух упомянутых процессов, в которых плавление начинается в нижних частях неподвижного объёма, распространяясь вверх, в предлагаемой модели поднимается объём на уровень плавления. Плавление периодически и ритмически захватывает всё более низкие части объёма, поднимающегося в область декомпрессии. Такой механизм обеспечивает наблюдаемое в лакколитах Платиноносного пояса Урала отжимание верхних частей расплавленной массы (в частности сиенитов) от центра к периферии. Течение верхних масс к флангам лакколита может происходить по принципу гусеницы трактора или глубинного шарьяжа пеннинского типа. В результате этого часть верхних слоёв оказывается перевёрнутой и залегающей в подошве лакколита. Упомянутая ситуация имеет место на западном фланге Чинейского расслоенного массива, расположенного восточнее северной оконечности оз. Байкал. При подъёме крупных ячей в их низу реститовый слой с выдержанной мощностью останется на месте с частичным растеканием в стороны.

С учётом соотношения вязкости и размеров конвективной системы магматический очаг рассматривается автором этих строк в ранге системы IV порядка. При этом речь идёт о системах существенно базитового состава и мантийно-нижнекорового происхождения, а не о крупных (батолитовых) гранитоидных системах, сложенных преимущественно *s*-гранитами. Плутонические магматические образования, соответствующие системам III порядка, могут представлять собой либо очень редкие крупнейшие первичные очаги (например Бушвельд в Южной Африке, в котором тем не менее намечаются самостоятельные более мелкие ячеи), либо слияние очагов воедино (Нижне-Тагильский массив на Урале). Комплексы этих органичных (генетически детерминированных) систем в сочетании с комплексами вулканогенных формаций (упорядоченных исследователем объектов по принципу неорганичных систем) могут служить материалом для суждения об условиях образования и особенностях структуры первичных магматических очагов.

При изучении магматических и магматогенно-рудных систем весьма важен учёт состава протолита, в связи с которым мы имеем возможность анализировать минерагению во всех последующих геологических процессах. Очень часто полная такая возможность отсутствует, в результате чего решение проблем минерагении ограничивается выявлением геологических условий отложения последних генераций руд, которые в ряде случаев в значительной мере отражают регенерацию более древних образований. Регенерированные руды иногда уводят нас от главных факторов, способствующих накоплению главной массы полезного ископаемого (что важнее для критерия прогноза).

Не ставя задачи дать достаточно полную информацию о геохимических связях руд с определёнными типами пород, тем не менее обратим внимание на некоторые стороны этих взаимосвязей, которые чётко проявляются при геодинамических процессах и в общей тектонике.

Эндогенную минерагению, проявленную в земной коре, принято разделять на связанную с процессами преобразования мантийно-корового вещества и на собственно принадлежащую к земной коре. Среди образований, по которым можно судить о составе верхних горизонтов мантии в сочетании с базитовым основанием земной коры (без внесения субдуцированного материала), чётко выделяются два базитовых (гипербазит-базитовых) магматических комплекса (табл. 7.3). Они имеют общую

Табл. 7.3. Основные характеристики гипербазит-базитовых комплексов

Тип земной коры	Океанический, субокеанический	Континентальный, субконтинентальный
Характерный состав базит-гипербазитового комплекса (сверху вниз)	Офиолитовая: базальты, габбро, лерцолиты, гарцбургиты, дуниты	Расслоенные комплексы: граносиениты, монцодиориты, лейкогаббро (анортозиты), меланогаббро, пироксениты, верлиты, дуниты
Морфологическое выражение	Пластообразные протяжённые тела	Лакколиты, лополиты и их «цепочки» (в том числе со «слившимися звеньями» – Великая Дайка Африки, Тагильский массив Урала)
Характерная тектоническая позиция	В зонах спрединга	В пулл-апарт зонах
Характерная щёлочность базитов	Нормальная	Повышенная
Наличие зон кислотного выщелачивания	Характерно	Не характерно
Металлогения	В базитах – серноколчеданная, Cu-Zn-колчеданная с Au, в дунитах – хромит, Os, Ir	В базитах – Fe-титано-магнетитовая, Cu-Fe-V с Au и МПГ, в дунитах – хромит, Pt, Pd
Отношение к субдукции и региональному метаморфизму	Может подвергаться	Может подвергаться
Присутствие метаморфизованного комплекса в надсубдукционной обстановке вместе с медно-порфировыми системами	Характерно	Не характерно
Медистые песчаники как продукты размыва комплексов	Образуются после субдукции и эдукции при размыве надсубдукционных толщ комплекса и медно-порфировых систем	Образуются за счёт размыва комплекса до субдукции

тенденцию к уменьшению основности пород от нижних к верхним частям комплекса, но при этом обладают и существенными отличиями. Особенности этих комплексов следует обсудить с позиций геодинамики их формирования.

В противоположных планетарных ситуациях (океанских и континентальных обстановках) комплексы чаще всего разобщены: первый проявлен в спрединговых хребтах океанов, второй – на континентах (например Восток Африки с Великой Дайкой и Бушвельдским массивом). В переходных обстановках могут проявляться оба комплекса. При этом второй (дунит-пироксенит-габбровый) комплекс обычно развивается вслед за первым, но отдельные его члены этому предшествуют. Примером служит развитие комплексов на Урале. В докембрии проявился в малой степени второй комплекс (пироксенит-габбровые интрузивы, например Кусинский), в ордовике – лландовери – первый (офиолитовый колчеданоносный комплекс), а в венлоке – снова второй, широко известный Платиноносный пояс Урала (дунит-клинопироксенит-габбровый) с комагматичными базальтами повышенной щёлочности (именновская свита).

Позиция, последовательность формирования, свойства пород упомянутых комплексов позволяют сделать некоторые заключения об эволюции условий их развития (на фоне вертикального и горизонтального перемещения масс) и причин различия. Коротко коснёмся тектонической стороны офиолитового и щёлочно-базальтового комплексов с учётом соотношений их петро-

логических особенностей. Щёлочно-базальтовый комплекс начинает серию подъёмов мантии и в Красном море, и на Урале. То есть его протолит находился сначала вверху мантии относительно протолита толеитового комплекса офиолитовой ассоциации. Этому соответствует ряд свойств щёлочно-базальтового комплекса. Среди оливинов платиноиды более легкоплавкие (платина, палладий), в пироксенах повышена роль кальция (клинопироксены). Последние тоже более легкоплавкие в сравнении с магнезиальными ортопироксенами толеитового комплекса. Плагиоклазы в этом комплексе тоже значительно более кальциевые в сравнении с натровыми плагиоклазами толеитов (частично деанортизированными). Дефицит кислотности в щёлочно-базальтовом комплексе сопровождается повышенным содержанием щелочей.

Другая особенность второго комплекса: несмотря на большую легкоплавкость (более низкие температуры образования) его пород, доля лав относительно плутонических пород существенно меньше. Это соответствует тому, что комплекс развивается в начале и в конце общего процесса магматизма, объединяющего оба комплекса на площади. При этом большая дифференциация пород в плутонических массивах может говорить о большей длительности плавления или нахождения продуктов в расплаве. В пространстве и времени они по отношению к базитам офиолитовой ассоциации начинают появляться в разрезе толщ первыми, будучи потом тектонически отодвинутыми от оси спрединга, а заканчивают его последними. В отличие от этого протолит другого комплекса – дунит-гарцбургитового с толеитами – располагался сначала ниже щёлочно-базальтового. Среди его оливинов локализованы тугоплавкие платиноиды (осмий, иридий). В гипербазитах мало кальция (гарцбургиты, а не верлиты), пироксены железо-магниевые (ромбические, а не моноклинные), в плагиоклазах меньше кальция (альбит–олигоклаз). При апвелинге протолита и последующем спрединге гипербазиты остаются нерасплавленными, а базиты, поднятые из высокотемпературных глубин, плавятся, что приводит к мощному излиянию толеитовых лав.

Таким образом, магматические очаги (толеитовый комплекс) из расположенного сначала внизу более нагретого протолита офиолитовой ассоциации зарождаются на меньшей глубине, чем щёлочно-базальтовые, но при относительно большей температуре. Такое геодинамическое развитие обеспечивает создание коры океанического типа. Это же можно предполагать в связи с разной мощностью земной коры у океанов и континентов. Даже в океане под Гавайским хребтом, у которого в основании второго комплекса, представленного гавайитами, отмечаются толеитовые вулканиты первого комплекса, сопровождаемые колчеданными рудами, мощность коры существенно повышена (до 20 км).

Последовательность извержения расплавленных масс может отражать и ту ситуацию, что здесь в одном глубинном очаге магматические образования первого комплекса располагались вверху, откуда его продукты выносились к поверхности в первую очередь, а вслед за ними – из более глубоких горизонтов в вулканы второго комплекса. Но при такой трактовке нельзя забывать, что в случаях и Урала, и Красного моря перед излияниями толеитовых лав (первого комплекса) проявились упомянутые выше магмы базальтов с повышенной щёлочностью, но были отодвинуты в сторону при спрединге. Отсюда следует заключение, что в процессе зарождения магматических очагов расползается не только земная кора, но и мантия. При этом сначала зарождался магматический очаг, когда плутоническая масса второго комплекса располагалась вверху. Далее при подъёме мантийного вала происходил спрединг мантийных масс. В осевой его части поднялись массы с подстилающих более высокотемпературных уровней, содержащих протолит дунит-гарцбургитового комплекса, послуживший потом основой для офиолитовой ассоциации. Иначе говоря, «океанизация» коры вызвана апвеллингом мантийных масс, а не просто спредингом.

Отодвинутые от оси спрединга массы второго комплекса, оказавшиеся в условиях литосферы с несколько большей мощностью, продолжили своё развитие, формируя интрузивы типа Платиноносного пояса Урала. Они же могли быть отодвинуты далеко от зоны спрединга, в позицию, занимающую место внешних океанических валов или их гомологов в межматериковых бассейнах с океанической корой (о. Мальта по отношению к Тирренскому морю).

Базальты офиолитового комплекса, как правило, в большей мере афировые и мелкопорфировые по сравнению с двупироксеновыми порфиритами щёлочно-базальтового комплекса, породы которого более раскристаллизованы и дифференцированы по составу. Океанические хребты с вулканитами первого комплекса обычно спрединговые (СОХ, Галапагосский и др.). Меньшая вязкость мантии под ними способствовала сползанию земной коры с мантийных валов. При этом чем меньше вязкость, тем больше скорость спрединга (к примеру, процесс в Восточно-Тихоокеанском поднятии ВТП по сравнению со спредингом в Срединно-Атлантическом хребте). Мантия с массами пород второго комплекса не благоприятна для спрединга. Менее раскристаллизованные породы первого комплекса могут косвенно указывать на относительно бóльшую степень плавления и меньшую вязкость.

Эти обобщённые соотношения не являются абсолютными. В природе бывает переплетение образований, характерных для обоих комплексов, вплоть до того, что они рассматриваются в пределах одной формации. То есть разные по составу магмы могут быть выплавленными из разных, но соседствующих протолитов, относящихся к разным камерам единого очага. В результате породы второго комплекса в виде лав могут присутствовать в верхней части общего разреза колчеданоносной толщи, представленной в целом толеитовыми базальтами (Худесское рудное поле, Северный Кавказ), или несколько позже в виде даек, рвущих рудоносную толщу (Андрюкское рудное поле Северного Кавказа) [36].

Рассматриваемые комплексы представляют разные петрохимические серии, и с ними связана разная минерагения. Главная минерагеническая специализация первого комплекса – колчеданные руды меди, цинка, в меньшей степени свинца. Первый комплекс относится к толеитовой серии, базиты которого максимально пересыщены кремнекислотой. Соответственно, в базитах колчеданоносных зон отсутствует оливин, а на рудоносных территориях широко развиты зоны гипогенного кислотного выщелачивания, над которыми локализованы тела колчеданных гидротермально-осадочных руд. Проведённый В. А. Прокиным на Южном Урале подсчёт количества железа, вынесенного из зон кислотного выщелачивания, сопоставим с таковым в соответствующих колчеданных месторождениях [195].

Второй комплекс относится к умеренно-щелочной серии, в базальтах которой присутствует оливин. На Урале нет колчеданов в этой серии (дунит-клинопироксенит-габбровой формации) и зон кислотного выщелачивания. Такое чёткое различное отношение колчеданных месторождений к базитам разных петрохимических серий может свидетельствовать о несостоятельности существующей гипотезы об образовании руд исключительно за счёт выщелачивания нагретыми морскими водами рудных компонентов из пород и выноса рудных компонентов на морское дно путём тысячекратного конвективного рециклинга (одно время интенсивно пропагандируемого). Явно, что решающую роль играют ювенильные первично кислотные гидротермы, поступающие из недр. Нет обоснованных данных о наличии такого количества кислых вод, которые без ювенильного источника были способны не только подавить щелочную реакцию морских вод, но и обеспечить мощнейшее выщелачивание рудных компонентов из вмещающих пород. Сульфиды присутствуют в обоих комплексах, но во втором без кислотного выщелачивания они остаются внутри комплекса, не накапливаясь отдельно на морском дне. Гейзерный эффект морских вод имеет место при встрече их с порода-

ми первого комплекса. Щелочные морские воды выполняют функцию нейтрализатора кислотности и охладителя ювенильных растворов. Образовавшаяся сульфидная взвесь выносится к морскому дну (подобно курильщикам).

Другая важная сторона второго магматического комплекса – минерагеническая. Нет колчеданных руд умеренно-щелочной серии (дунит-пироксенит-габбровой формации и её вулканических комагматов), нет зон кислотного выщелачивания. Сера остаётся на месте в сульфидно-медно-никелевых, золотоносных ванадий-железомедных (как в фации титаномагнетитовой формации) месторождениях внутри базитовых магматических тел, не выходя из них в гидротермах и не продвигаясь к морскому дну.

В отличие от дунит-пироксенит-габбрового комплекса (формации), расположенный в глубинах Земли толеитовый комплекс, пересыщенный кремнезёмом, при магмообразовании мог совместно с сопровождающими флюидами извлекать свинец и сопутствующие компоненты из сиалического слоя континентальной земной коры. Именно свинецсодержащие гидротермальные растворы должны были выноситься из сиалической коры под воздействием верхних частей магматических систем на ранних стадиях рифтогенеза. Это согласуется с рядом наблюдаемых фактов. Свинцовые руды начинают появляться во времени и в стратиграфическом разрезе немногим ранее, чем колчеданные (на Урале свинцовые руды – в позднем докембрии, колчеданные – только с позднего ордовика).

В образовании магм первого комплекса (в системах IV порядка) главную роль играет предшествующее развитие валообразных и ячеистых спрединговых систем II порядка совместно с нарастающими на них фрактальными системами III порядка, т. е. структур гравитационной неустойчивости, которые обеспечивают поднятие мантийных масс, их декомпрессию и последующее плавление.

Спрединг и ряды формаций. Последовательное развитие упомянутого процесса в сочетании с неизбежной эволюцией состава континентальной земной коры при спрединге обеспечивает создание разных обстановок для образования типов колчеданных месторождений и свинцово-цинковых в карбонатных толщах. Эти обстановки возникают последовательно во времени и обособляются в виде зон в пространстве по мере разрастания спредингового бассейна.

Если рассматривать эволюцию земной коры в связи со спредингом «в чистом виде», без дополнительного преобразования земной коры под воздействием смежных ячеистых систем, то вполне естественной представится эволюция типов стратиформных месторождений цветных металлов. Отметим главные особенности тренда изменчивости обстановок и соответствующей им минерагении. Они основаны на обобщении конкретного фактического материала по Средиземноморью, Уралу, Кубе,приведённом в главах 9–11, а также по другим территориям.

Спрединг зарождается при подъёме мантийного вала под континентальной или субокеанической корой. В силу изостазии и компенсационной организации тектонического течения он сопровождается опусканием верхних горизонтов коры. В случае изначально континентальной земной коры происходит накопление пестроцветной терригенной серии пород, в которую попадают продукты размыва сульфидов, связанных с расслоенными габброидными массивами (второго из комплексов, о которых шла речь выше). В пестроцветной серии накапливались медистые песчаники. В терригенно-черносланцевых толщах (фациях конденсированного разреза) отлагалось тонкое золото – основа золоторудных месторождений. Для этого этапа деструкции континентальной коры не характерно гидротермальное рудообразование за счёт поступления снизу рудного вещества (а не сбоку за счёт размыва иных источников). Такая ситуация характерна для венда – раннего ордовика на западе Полярного Урала (см. гл. 11). В обстановке последующей деструкции континентальной коры вместе с её опусканием, разрастанием

площади бассейна, удалением от берега и отложением карбонатов шельфовых фаций осуществляются гипогенные процессы, приводящие к рудообразованию. При этом происходит взаимодействие поднимающихся мантийных масс с сиалической корой, флюидизация при декомпрессии, и как следствие – гидротермально-осадочное рудоотложение сульфидных масс (главным образом свинца и цинка) среди карбонатных осадков. Этот процесс приводит к частичному истощению глубин земной коры свинцом. Спрединг в одних случаях может продолжиться далее, а в других – нет. Последний случай характерен для пассивного спрединга, вызванного обстановкой pull-apart при сдвиговых усилиях. Примером служит хребет Каратау (Казахстан) с его свинцово-цинковыми месторождениями в карбонатных толщах (миргалимсайский тип). Основанием такой трактовки геодинамики служит, во-первых, наличие реального громадного Таласо-Ферганского сдвига, а во-вторых – отсутствие параллельных хребту Каратау смежных зон со стратиформными месторождениями других цветных металлов.

При активном спрединге зона (или зоны) свинцово-цинковых месторождений в карбонатных толщах отодвигается в стороны, и на месте оси спрединга формируется более глубоководный бассейн с терригенными осадками, в которых локализуются колчеданно-полиметаллические месторождения. Спредингу подвергается не только земная кора, но и верхняя часть мантии вместе с магматическими очагами, о чём свидетельствует продолжение образования свинцово-цинковых месторождений в более молодых карбонатных толщах. Среди более глубоководных терригенных осадков главную роль при этом играют гидротермально-осадочные рудные тела свинца и цинка (филизчайский тип), значительно реже с существенной долей меди (Кизил-Дере на Кавказе). Терригенно-сланцевые флишоидные толщи, вмещающие колчеданно-полиметаллические месторождения, имеют свои специфические черты. В одних случаях в них полностью отсутствуют признаки наличия магматогенных горных пород, а в других они есть. Пример первой ситуации – месторождение Санта-Лусия (Куба): колчеданно-полиметаллические гидротермально-осадочные руды залегают на уровне верхних глинисто-сланцевых и карбонатных слоёв в ритмах флиша, подчёркивая хемогенную природу руд, где менее всего было разубоживание их терригенным веществом. На смежном месторождении Матаамбре такие колчеданно-полиметаллические руды представлены лишь очень мелкими линзами, а стратиграфически ниже залегают штокверки и жильные тела кварц-пирит-халькопиритового состава. Непосредственных переходов руд от одних к другим нет. Второй пример представляет ситуация месторождения Филизчай (Кавказ), где в нижнеюрской флишоидной толще, вмещающей колчеданно-полиметаллические руды, присутствуют редкие тела базальтов и ещё более редких риолитов. То есть этот тип разреза ближе к колчеданоносному вулканогенному, реальные представители которого расположены южнее – на Малом Кавказе на границе юры–мела. Это знаменует соответствующую эволюцию земной коры при спрединге.

Есть ещё одна важная особенность нижнеюрской терригенно-сланцевой толщи Большого Кавказа. В ней совместно с колчеданно-полиметаллическим месторождением (Лаура в Абхазии) присутствуют ртутные (диккит-киноварные) месторождения и рудопроявления [11]. В подобной геолого-формационной позиции, но в иную, раннепалеозойскую, металлогеническую эпоху на территории Испании в толще флиша лландоверского яруса силура образовались гидротермально-осадочные киноварные руды самого крупного на Земле месторождения Альмаден [304]. С 1499 по 1981 год на нём добыто 275 тыс. т металлической ртути. Рудоносная толща включает два горизонта кварцитов, разделённых пластом граптолитовых сланцев мощностью 60 м. Ниже одного из горизонтов кварцитов фиксируется маломощный силл базальтов. В разрезе отмечаются пирокласс-

ты. Руды представлены пластами киновари со сплошной массивной текстурой, сопровождаемыми прожилками и вкрапленниками киновари. Второстепенную роль в рудах играют самородная ртуть и пирит, акцессориями являются халькопирит и галенит. Рудные тела вместе с вмещающими их толщами приобрели субвертикальное залегание и подвержены мелкой складчатости. Они пересечены дайками диоритов, лампрофиров в герцинский этап формирования структуры.

Приведённые примеры развития рудообразования в терригенно-сланцевых толщах в переходную стадию превращения земной коры из континентального типа в океанический свидетельствуют о том, что при подъёме мантийных масс, обеспечивающих спрединг, происходили извлечение рудных компонентов из сиалической земной коры (свинец, цинк) и потеря металла из мантийной среды (ртуть) с переносом в земную кору. Это согласуется с представлениями ряда исследователей (В. А. Кузнецов, А. А. Оболенский, Н. А. Озерова) о связи ртути с щёлочно-базальтовой формацией и гипербазитами. Всё это соответствует развитию двух близких по времени комплексов (толеитового и умеренно-щелочного), но при некоторой разобщённости в пространстве колчеданно-полиметаллических и ртутных месторождений в одной терригенно-сланцевой (базальтсодержащей) формации.

Извлечённая из мантии и попавшая в земную кору ртуть участвует в более поздних минерагенических процессах, в чём можно убедиться, рассматривая общую минерагению Средиземноморья (см. гл. 9). Естественно, что и первичное распределение упомянутых элементов в коре и мантии было изначально весьма неравномерным. Иначе не было бы столь больших локальных рудных масс в месторождениях, как Альмаден.

Другая сторона проблемы эволюции земной коры состоит в том, что мантийные валы поднимаются в земную кору, имеющую разные состав и мощность. То есть при сходстве геодинамики, сопровождаемой мантийными подъёмами, начинается эволюция в условиях разной по составу и мощности коры. Из этого следует, что реконструкция геодинамики только по составу геологической формации весьма вероятна, но не вполне однозначна. Для большей обоснованности требуется анализ внешней среды, её тектоники, в частности латеральных рядов формаций. Однако из-за сложной тектоники, особенно при наличии шарьяжей, анализ латеральных рядов формаций не всегда возможен.

Трансгрессия и базитовые массивы. Существуют некоторые особенности второго (умеренно-щелочного базитового) комплекса, свидетельствующие о его развитии при декомпрессии, создающейся в обстановке pull-apart при сдвиговых усилиях (но ещё не разрывах). Что на это указывает? Во-первых, характерная для сдвигов достаточно отчётливая прямолинейная морфология поясов, контролирующих размещение массивов или их групп, как на Гавайских островах. Цепочки массивов этой петрохимической серии в таких случаях не нарушены (характерный признак!) многочисленными трансформными разломами, которые присущи срединно-океаническим хребтам, контролируемым валообразными мантийными поднятиями. Примеры спрединговых хребтов в океане – Аравийско-Индийский, Южно-Индийский и Центрально-Индийский, неспрединговых – Восточно-Индийский (так называемый «Девяностоградусный» на 90° в. д.). В Тихом океане неспрединговыми являются Гавайский и Императорский хребты, представляющие цепочки вулканов. В континентальной обстановке им подобны слившиеся в единую «Великую Дайку» лополиты на Востоке Африки, а на Урале «Платиноносный пояс» лакколитов.

Поднятие мантийных валов, регулируемое гравитационными силами, не вызывает столь многократных разновозрастных проявлений магматизма, как в зонах сдвига. Такое явление характерно для левых сдвигов вдоль Монголо-Охотского пояса, с которым ассоциируют и архейский Мускунахский, и раннепротерозойский Чинейн-

ский, и серия других более молодых массивов, вплоть до кайнозойских базальтов Удоканского плато. Длительность реализации гравитационной неустойчивости в виде вала определяется вязкостью вещества и размерами системы (см. уравнения 3.5 и 3.6 в гл. 3, из которых следует, что длительность фазового развития системы возрастает стократно при увеличении размера системы в десять раз, т. е. на один порядок). По этой причине длительность развития детерминирована и ограничена. Она может быть существенно большей, например, в системе II порядка, если последняя находится на оси спрединга системы I порядка, обеспечивающей появление настоящего океана и длительное отодвигание ранее возникших магматических (вулканических) образований от оси спрединга. Поэтому на вопрос Е. Г. Мирлина: «Станет ли Байкал океаном?» – [169] можно дать определённый ответ, что не станет, как и Красное море, поскольку в их образовании главную роль играет пассивный рифтогенез, и они не находятся на оси спрединга ячеи I порядка.

Под действием ротационных сил Земли сдвиговые деформации, транстенсия, вызывающие обстановки pull-apart, могут возникать вдоль одного пояса многократно, тем самым способствуя многократному проявлению магматизма. Сущность транстенсии и её роль в адвекции рассмотрены в главе 3.

При этом возникает вопрос, почему толеитовые магмы оказываются вверху очага? Ведь, как отмечено выше на примере Красного моря, проявления вулканизма начинаются с умеренно-щелочных магм второго комплекса. Одна из возможных причин парадокса в том, что ассоциация первого комплекса занимает верхнюю позицию в процессе спрединга, перемещаясь снизу вверх. Этому способствует то, что чем больше кремнекислоты в минералах при одинаковом составе катионов, тем они легче (например, дуниты и ортопироксены). Кроме того, силикаты железа более легкоплавкие по сравнению с магнезиальными.

Всё это говорит в пользу того, что геологически единый магматический комплекс, включающий породы разных петрохимических серий и относимые к различным формациям, может образоваться в одном дифференцированном очаге (пусть с разными частными камерами, как на Худесе). То есть ситуация имеет некоторую аналогию с тем, как руды, характерные для разных формаций и генезиса, могут находиться в одном теле, принадлежать к одной формации рудных месторождений (рудной формации). При извержениях сначала выносятся магмы верхних частей очага (более кислые по составу, менее раскристаллизованные, более флюидонасыщенные, а потому и способные к кислотному выщелачиванию).

Но есть и парадокс, когда комплексы развиваются порознь. В офиолитовой ассоциации (толеитовой серии) платиноиды (осмий, иридий) более тугоплавкие по сравнению с дунит-пироксенитовой формацией (платина, палладий). Но это не столь чётко выражено, и встречаются существенные отклонения от этой тенденции. К тому же в толеитовой формации никто не наблюдал без тектонических контактов всех непосредственных переходов классической схемы от гипербазитов к габбро, параллельным дайкам, базальтовым лавам. То есть не все части системы генетически детерминированы. Часть из них в настоящее время определённым образом упорядочена, утратив возможные былые прямые генетические связи (например, расплав – рестит).

Кремнекислые породы колчеданоносных вулканогенных формаций. Анализируя магматические породы, которые образуются в системах IV порядка, в обобщённом виде в аспекте систем II и III порядков, предшествующих их развитию, уместно затронуть некоторые стороны проблемы происхождения пород кислого состава в колчеданоносных формациях, их соотношение с базальтоидами. До 70-х годов XX века было принято рассматривать вулканиты кислого состава в колчеданоносных геологических формациях, прежде всего, как дифференциаты базальтовой магмы. На пет-

рохимической диаграмме А. Н. Заварицкого магмы кислого состава колчеданоносных формаций располагаются в поле ***asb*** между вариационными линиями Пеле и Лассен-Пик. Лавы основного состава тех же формаций размещаются на линии Йелоустонского парка и между ней и линией Лассен-Пик [65]. Поля петрохимических характеристик колчеданоносных толщ нигде не доходят до линии Этны, т. е. не бывают щелочными. Большая щёлочность «запрещена» для колчеданоносных толщ. Имея малые концентрации щелочей, породы кислого состава в этих толщах оказываются пересыщенными глинозёмом, что приводило к увеличению их меланократовой характеристики ***b***, сближая с андезитами. Д. С. Штейнберг [282] предложил учитывать на диаграмме А. Н. Заварицкого пересыщенность пород алюминием, внеся коррективы в коэффициент меланократовости ***b***, заменив его на ***b´***. В результате на диаграмме расчистилось поле между породами основного и кислого составов. Это побуждает избегать отнесения части рифтогенных колчеданоносных формаций к типу непрерывных. В них явно присутствуют черты двух составляющих частей: мантийно-нижнекоровой основной и сиалической коровой.

Относить, по крайней мере, часть кремнекислых лав колчеданоносных формаций Урала не к дифференциатам базальтоидных магм, а к выплавкам из сиалической земной коры одной из первых исследователей предложила Т. И. Фролова [260, 262]. Для колчеданоносных формаций Рудного Алтая такой вопрос не стоял, так как громадное превосходство объёма магм кислого состава над магмами основного не позволяет считать первые продуктом дифференциации основного состава. Их вполне правомерно рассматривать в качестве продуктов плавления сиалической части земной коры. В них повышена роль фенокристаллов полевых шпатов, понижена роль кварца. Вместе с тем среди подавляющей массы афировых, порфировых кварц-полевошпатовых пород кислого состава калий-натровой и натрий-калиевой серий в колчеданоносной толще присутствуют натровые полифировые кварцевые порфиры. Их особенность состоит в том, что в них содержатся обильные фенокристаллы псевдокубического апокристобалитового кварца при малой доле полевых шпатов. Кристобалит указывает на высокую температуру кристаллизации, приближённость кремнекислых выплавок к базальтовым расплавам. Именно апокристобалитовые риолитовые порфиры непосредственно сопровождают колчеданные рудные тела, причём нередко так тесно, что создаётся впечатление о непосредственной генетической связи оруденения с магмами кислого состава. Но есть факты, которые побуждают с осторожностью подойти к такому выводу. Многие колчеданные тела залегают среди базальтов, где поблизости нет риолитов. На эту особенность месторождений в 1966 г. обращал внимание Н. С. Скрипченко, связывая вулканогенно-осадочные руды Худесского месторождения с базальтовыми, а не с кислыми магмами [224]. Позже это подтвердилось в многочисленных современных рудопроявлениях океанов. В одних случаях колчеданные тела подстилаются экструзивами апокристобалитовых порфиров [47], в других руды подстилают и перекрывают экструзивный купол [24]. Всё это позволяет сделать вывод об очень близкой парагенетической, но не прямой генетической, связи оруденения с апокристобалитовыми риолитами.

Геодинамика и тектонические обстановки. Геодинамический подход даёт возможность сгруппировать тектонические обстановки по типам перемещения геологических масс, их накопления и преобразования, определяющим эволюцию строения литосферы, признаки зафиксированных в ней минерагенических процессов.

Традиционно к главному типу относятся восходящие перемещения, которые осуществляются в центральных частях конвективных систем как валообразных при первом, так и ячеистых при втором критических числах Рэлея. В обоих случаях подъём глубинных масс приводит к отжиманию

и распространению в стороны (спрединг) вышележащих толщ. Следствием этого является декомпрессия поднимающихся нагретых масс, приводящая к снижению их вязкости вплоть до частичного плавления, а в силу компенсации их гравитационного потенциала (и изостазии) – образованию над ними депрессий. В системах I порядка (при подъёме всей мантии) это океаны, а в системах II порядка (при подъёме надастеносферной мантии) – окраинные моря и ячеистые континентальные депрессии. По периферии следствием спрединга может быть некоторое увеличение мощности не только земной коры, но и верхних слоёв мантии. И это отражается на особенностях магматизма, зарождающегося в мантии.

Геодинамика и минерагеническая зональность ячеистых систем. Концентрические зоны ячеистой системы определяются достижением определённых фаз неустановившейся конвекции, которые обеспечивают вертикальные перемещения масс на разную амплитуду, удаление их на разные расстояния от центра системы. От позиции концентрической зоны относительно центра системы зависят тенденция преобразования земной коры (тип вертикального ряда геологических формаций, или структурно-формационный комплекс), тип магматических комплексов, тенденция минерагенической зональности.

Перечень обстановок, трактуемых с позиций той или иной тектонической концепции, и их минерагения неоднократно обсуждались в литературе [171, 238]. Здесь же обратим внимание на закономерные связи геодинамики, условий формирования обстановок и эволюции минерагении в процессе их развития.

В минерагенических провинциях, развивающихся над восходящими ветвями мантийных ячей («диапирами») II порядка, формируются сопряжённые с ними линейные элементы – области рассеянного (задугового) спрединга и их частные минерагенические (металлогенические) пояса. В этих поясах при дальнейшей их эволюции образуется офиолитовая группа формаций с соответствующей металлогенией (хромитами в дунит-гарцбургитовой формации, медноколчеданным оруденением кипрского типа в толеит-базальтовой формации). Пояса по латерали сменяются металлогеническими поясами с соответствующими металлогеническими системами более высокого порядка, которые вмещают как доостроводужные, так и собственно островодужные месторождения (медно-цинково-колчеданные, колчеданно-полиметаллические, медно-порфировые, скарново-магнетитовые, различные золоторудные и др.). Подобно тому как более простые пояса в центральных частях океанов сменяются по периферии более сложными цепочечными, так и пояса задугового спрединга с большой ролью линейных структур, контролирующих трещинные излияния лав и щитовые вулканы, сменяются островодужными, для которых существенно возрастает роль центральных магматических структур (цепочек лакколитов, цепочек вулканогенно-рудных узлов, соответствующих вулканам центрального типа).

7.2.3. Тектоническая и минерагеническая роль геодинамических систем III порядка

Системы III порядка, которые по размерам близки к минерагеническим областям, не получили должных исследований. Их существование в связи с периодичностью размещения в пространстве было предсказано автором этих строк, исходя из уравнений подобия конвективных систем, и лишь потом намечено на картах обзорного и мелкого масштабов. Главная минерагеническая функция системы – повышение возможности адвекции продуктивных слоёв мантии, приводящей к появлению магматических очагов и рудно-магматических систем. В аспекте пространственной периодичности нами эти системы рассмотрены в главе 8. Ниже описаны рудно-магматические системы, которые представляют наибольший интерес для минерагении и характеризуются более

ясно выраженной периодичностью размещения в пространстве.

7.3. РУДНО-МАГМАТИЧЕСКИЕ СИСТЕМЫ IV ПОРЯДКА (РМС): МАГМАТОГЕННО-РУДНЫЕ УЗЛЫ

К системам IV порядка относятся магматогенно-рудные узлы (МРУ). Они состоят из родоначального магматического центра и собственно рудного узла. Иначе говоря, в понятие МРУ вводится представление о генетических связях магматизма и оруденения. Тип этих связей может быть весьма различен: от прямого генетического (для медно-порфировых рудных формаций, представляющих комбинацию образований геологической рудогенерирующей и рудной формаций) к парагенетическому (для колчеданного семейства рудных формаций – как комбинации вулканического очага, рудоносной вулканической и колчеданной рудной формаций) и до удалённогенетическому (с рудообразующей ролью магматической формации за счёт более древних рудных концентраций, попавших под воздействие магматизма). Не всегда тип связи оруденения с магматизмом может быть определён однозначно. И это относится не только к железо-скарновым, золоторудным месторождениям в терригенно-сланцевых углеродистых толщах, рассмотренных в главе 6. Появилось много доводов, чтобы пересмотреть природу Cu-Ni месторождений Норильска. Вмещающие их интрузивы триасового возраста всегда считались образцом рудогенерирующей магматической формации. Однако она может оказаться рудообразующей за счёт регенерации раннепротерозойских скоплений вулканогенно-осадочных Cu-Ni колчеданных руд, связанных с коматиит-базитовым магматизмом.

В отличие от выделения металлогенических зон и рудных районов по принципу максимального сходства и повторения в пространстве парагенетических ассоциаций пород, объединяемых в геологическую формацию, являющуюся продуктом разных смежных магматических очагов, МРУ устанавливается в ограниченном по латерали пространстве по закономерной изменчивости породных ассоциаций в их эволюционном ряду (в вертикальном разрезе). Последний может включать представителей нескольких магматических и рудных формаций, которые определялись на этой территории лишь по особенностям состава, а не по генетическим связям. То есть МРУ – не часть рудного района, а иная таксономическая единица, выделяемая по другому принципу.

Аналогию в различии принципов выделения структурно-формационных зон, металлогенических зон, рудных районов, с одной стороны, и МРУ – с другой, продемонстрируем несколько подробнее, чем в главе 1, на принципах группировки химических элементов в таблице Менделеева (см. рис. 1.1). Если таблицу повернуть по часовой стрелке на 90°, то группы элементов (одновалентных, двухвалентных и т. д.), весьма похожих по свойствам, предстанут как зоны. Это горизонтальный линейный принцип группировки сходных элементов, по которому аналогичным образом объединяются геологические объекты в зоны, а их фрагменты в рудные районы. Другой принцип – эволюция строения электронных орбит (оболочек) в пределах одного периода таблицы Менделеева. Например, в четвёртый период снизу вверх войдут Ni, Co, Fe, Mn, Cr, V, Ni, Sc, Ca, K. Точно таким же образом в каждом МРУ Платиноносного пояса Урала можно выделить снизу вверх хромиты с платиной, выше титаномагнетитовые проявления с фацией ванадий-железо-медных руд (волковский тип). В самом верху МРУ встречаются гранитоиды повышенной основности и щёлочности с присутствием лейцита (несущие медно-порфировые проявления бощекульского типа). Бессмысленно ставить вопрос о том, что крупнее: рудный район или МРУ? Они выделяются в разных направлениях относительно стратифицированных толщ: район – по горизонтали, а узел – по вертикали. Если рассмотрение МРУ огра-

ничивается пределами одной геологической формации (и одной рудной формацией), то узел всегда не крупнее района.

Для вулканогенных месторождений, например объектов колчеданного семейства, связь которых с родоначальным магматическим очагом, питающим вулкан, бывает достаточно удалённой, а с продуктами этого очага – близкой, выделяется вулканогенно-рудный узел (ВРУ) как комплекс крупных вулканических структур, развивающихся над магматическим очагом, совместно с продуктами рудоносной деятельности. То есть ВРУ – частное проявление МРУ. При выделении ВРУ сведения о магматическом очаге получаются, как правило, по косвенным данным на основе анализа состава и структуры крупного вулканического сооружения центрального типа.

Таким образом, *магматогенно-рудный узел – рудно-магматическая система, соответствующая по объёму образованиям, связанным с зарождением и развитием одного первичного магматического очага, размером по латерали обычно не более 30 км.* То есть МРУ – рудно-магматическая система низшего порядка, иначе комплекс месторождений и рудопроявлений совместно с родоначальным (первичным) для них крупным магматическим центром.

Первичный магматический очаг – обособленный объём выплавления магм из твёрдой геологической среды. Объём магм может оставаться на месте (плутон) или перемещаться целиком (крупный интрузив). Этим очаг (система IV порядка) отличается от частных камер магматического очага, более мелких интрузивов и соответствующих им частных рудно-магматических систем (например собственно медно-порфировых месторождений без сопутствующих проявлений иных рудных формаций) – систем V порядка (см. размерности систем в табл. 7.2).

При отсутствии прямых данных о первичном магматическом очаге за центр системы принимается его вулканическое выражение (крупный вулкан) или разрывно-блоковая геологическая структура, связанная с воздействием очага как штампа на вышележащие толщи. Узел в этом случае именуется вулканогенно-рудным.

Магматогенно-рудные узлы следует выделять не произвольно, руководствуясь только изометричной площадью в сотни квадратных километров, где присутствуют рудопроявления, а в соответствии с определёнными принципами.

7.3.1. Принципы выделения магматогенно-рудных узлов

I – *размерный*: размеры очага по латерали составляют первые десятки километров. Они приняты исходя из четырёх независимых критериев: размеров очагов под современными вулканами; закономерного шага между крупными вулканами (около 30 км); размеров частных крупных интрузивов с одним базит-гипербазитовым корнем; теоретических размеров адвективных ячей, вязкость которых соответствует субсолидусным магмам.

II – *петрологический*: за ядро (центр) МРУ принимаются родоначальные, т. е. наиболее основные магмы. Их производные – более кислые по составу магматические выплавки и дифференциаты, проявления гидротермальной деятельности – метасоматиты, руды не рассматриваются в качестве признака центра МРУ. Иначе говоря, рудная составляющая (собственно рудный центр) может занимать эксцентрическую позицию по отношению к центру МРУ.

Использование петрологического принципа выделения МРУ требует предварительного анализа связи оруденения с определёнными магматическими формациями или комплексами, выявления в них родоначальных магм. Очевидно, что в дифференцированных вулканических формациях, с которыми связано колчеданное оруденение (семейство колчеданных рудных формаций), в качестве родоначальных должны рассматриваться базальты. Именно по позиции базальтов, независимо от гомодромной или антидромной последовательности извержения вулканитов, должны делаться заключения об эпицентре колчеданоносного вулканоген-

но-рудного узла (ВРУ или КВРУ). Несоблюдение петрологического принципа, например, если за центр КВРУ будут приняты вторичные проявления – кремнекислые выплавки, гидротермальные метасоматиты и руды, нарушит дальнейшую систему анализа закономерности структуры и размещения магматогенно-рудных узлов. В МРУ орогенного этапа развития краевых поясов свидетельством надочаговой области могут служить так называемые дайки второго этапа (лампрофиры, базальты и т. п.) среди гранитоидов.

III – *фациальный*: в вулканогенных толщах от центра к периферии МРУ уменьшается относительная доля базальтоидов с увеличением роли кремнекислых, а далее вулкано-терригенных и осадочных пород; в интрузивах возрастает роль более кислых и более щелочных магм на флангах и вверху.

IV – *структурный*: центр определяется по радиально-концентрическому каркасу разрывов, фиксированных дайками, и по надочаговым кальдерным просадкам. Структурный принцип дополняет фациальный в расшифровке особенностей геологической структуры очаговой и надочаговой областей. Он предусматривает изучение двух сторон геологической структуры МРУ: первичной и вторичных её осложнений. В качестве первичных рассматриваются синмагматические разрывы, в частности радиально-концентрический разрывной каркас, синмагматические подъёмы и опускания в очаговой и надочаговой областях (в частности кальдеры). Сумма этих данных позволяет получить дополнительные сведения о позиции центра МРУ. Рассмотрение первичной структуры МРУ немыслимо без учёта вторичных (послемагматических) её осложнений. Необходимо проведение палеореконструкций с учётом перемещений по разрывам, вторичных наклонов (в складчатой, моноклинальной геологической структуре), степени сохранности первичной структуры МРУ при наложении поздних процессов (прорыва более поздними интрузивами, денудации частей узла и т. д.).

V – *морфологический*: относительная изометричность в плане; в разрезе может выглядеть как зона (линза), т. е. если карта демонстрирует крутой срез толщ. Морфологический принцип должен определять границы понятия «узел», отличающие его от понятия «зона» (пояс). Очевидно, что узлы должны характеризоваться относительной изометричностью. Например, условно можно принять минимальное превышение длины над шириной в два раза. Данные условия относятся только к первичным параметрам длины и ширины, т. е. первичным латеральным параметрам рудно-магматических систем. Первичная высота (размах глубины) РМС, относимой к узлу, может существенно отличаться от длины или ширины (в десятки раз), т. е. узел может иметь объёмную фигуру диска, конуса. При вторичных крутых наклонах узлов их сечения или фрагменты узлов, имеющие вытянутые очертания, правомерно включать в понятие МРУ с необходимой оговоркой о характере сечения или фрагмента.

VI – *рудной зональности*: изменчивость состава месторождений корреспондирует с изменчивостью состава магматических пород. Анализ рудной зональности занимает большое место в процессе выделения рудного узла и изучения его структуры. Однако необходимо определить, какая зональность при этом относится к более крупным металлогеническим таксонам (например металлогеническим зонам), к более мелким (например зональность отложений в рудных телах), а какая связана непосредственно с особенностями структуры МРУ. Из сказанного ясно, что зональность в самих месторождениях, рудных телах, связанная с физико-химическими условиями отложения руд, не является зональностью собственно МРУ. К последней относится зональность, проявленная в смене состава месторождений. При этом следует иметь в виду, что в процессе формирования МРУ может происходить неоднократное образование месторождений. Поэтому анализ рудной зональности МРУ должен осуществляться по разным координатам:

• для одновозрастных месторождений – по латерали МРУ (для стратиформных, например колчеданных месторождений,

в пределах одного литолого-стратиграфического уровня) и по вертикали;

• для месторождений разновозрастных – с учётом латеральной зональности одновозрастных месторождений и гомодромного или антидромного развития магматизма при формировании МРУ.

Например, в колчеданоносных МРУ временна́я (уровневая) рудная зональность может быть от меди к свинцу (гомодромная), от свинца к меди (антидромная), от свинца к меди и опять к свинцу (циклическая). То есть при определении корневых, вершинных, центральных или фланговых частей МРУ должны учитываться факты одновременности-разновременности оруденения, гомодромности-антидромности магматизма.

Кроме того, надо учитывать, что в направлении простирания металлогенических зон рудная зональность в каждом МРУ приближается к симметричной, а поперёк простирания – она асимметричная из-за различия степени сиаличности-фемичности фундамента.

VII – *дискретности и периодичности размещения в пространстве.* Магматогенно-рудный узел не ограничивается пределами одной какой-либо магматической формации, а охватывает весь эволюционный ряд магматитов от начала до конца развития очага, включая исходные магмы, их дифференциаты и кремнекислые выплавки. Дискретность – одна из характерных черт в размещении МРУ. Однако иногда соседние МРУ фланговыми частями могут соприкасаться, и в этом случае отделить один узел от другого бывает затруднительно. Разделение должно осуществляться с использованием перечисленных выше принципов, а также на основе установления возможной регулярности в размещении магматических пород, присущих корневым частям МРУ.

Рассмотрим модель развития вулканогенно-рудного узла на примере модели образования вулканической структуры с колчеданными месторождениями. Развитие вулканов в других обстановках с иной металлогенией имеет с ними много общего.

7.3.2. Колчеданоносные вулканогенно-рудные узлы (КВРУ)

Колчеданоносные толщи формируются одновременно с развитием на глубине магматических очагов толеитовых базальтов и кремнекислых выплавок из пород их кровли. Это проявляется в разных тектонических ситуациях («обстановках») на фоне эволюционного преобразования состава геологических формаций и колчеданных месторождений. При существенном различии общих условий (спрединговых и островодужных) геодинамическое развитие вулканогенно-рудных узлов имеет много общего, так как определяется надочаговой магматогенной тектоникой. В свою очередь, именно эволюционное развитие серии смежных магматических очагов обусловливает последовательную смену вулканогенных формаций, каждая из которых объединяет сходные части узлов.

В основе колчеданного рудообразования лежит базальтоидный магматизм, будь то базальтоидные (например, Урал) или риолитоидные (например, Рудный Алтай) вулканические пояса. Однако в риолитоидных поясах эта связь проявлена не всегда отчётливо из-за малой доли базальтов в разрезе рудовмещающих толщ.

Наиболее сближенные с колчеданными рудами по времени и в пространстве кремнекислые экструзивы также обязаны своим происхождением базальтоидным магмам, поднимающимся из верхней мантии и выплавляющим из земной коры кремнекислые магмы. На основании этого было сделано предположение, что в центрах КВРУ должны быть наиболее мощные базальтовые проявления, развивающиеся над глубинными магматическими очагами базальтоидных магм. Действительно, при изучении структур колчеданоносных рудных узлов и полей выявлено, что в пределах продуктивных вулканогенных формаций имеются области, где базальты относятся к жерловой и околожерловой фациям. Мощность базальтов здесь наибольшая по срав-

нению со средней для данной формации в целом. Здесь же отмечаются признаки наименьшей вязкости базальтовых лав (базальтовые подушки с апофизами) и газонасыщенности, выражающейся в обилии шлаков.

Эта базальтоидная центральная часть узла обрамляется промежуточной зоной, в которой максимально проявлены кремнекислые экструзивы и продукты их разрушения. При переходе от центральной к промежуточной зоне часто отмечаются породы, состоящие из смеси базальтоидной тефры и обломков вулканитов кислого состава. Промежуточная зона обычно приурочена к границам кальдеры или секторного грабена крупного вулкана, а сама кальдера соответствует центральной области. Кальдера или секторный грабен ограничиваются радиальными и концентрическим разломами. Они фиксируются по резким перепадам мощностей вулканитов, субвулканическим телам, корням экструзивов, развитию секущих зон околорудных метасоматитов. Удалённая или периферическая зона вулканогенно-рудных узлов и межузловые пространства характеризуются повышением роли вулканогенно-обломочных пород, причём чем дальше от центра, тем большее развитие получают среди них мелкообломочные и хорошо сортированные фации, а также нормально-осадочные породы. Модель КВРУ представлена на рис. 7.2.

Приведённая на рис. 7.2 схема строения и зональности пород вулканогенно-рудных узлов является обобщённой, сочетающей в себе главные их черты, определяемые магматогенной тектоникой. В разных типах вулканических поясов строение имеет специфические особенности. Они отмечены для моделей узлов базальтоидных и риолитоидных обстановок [21], но с одинаковой их генетической сущностью.

В базальтоидном типе поясов, где базальты распространены на соответствующих стратиграфических уровнях практически на всей площади, для выделения центров магматогенно-рудных узлов в пределах структурно-металлогенической зоны приходится учитывать повышенную мощность лав и свидетельства низкой их вязкости и повышенной газонасыщенности. В риолитоидном типе поясов, где базальты проявлены локально, дело обстоит несколько проще, так как базальты обычно не выходят за пределы центральных частей узлов. Однако в риолитоидных поясах роль вулкано-терригенных и нормально-осадочных пород весьма велика во всей продуктивной формации в сравнении с базальтоидными поясами. При малом объёме фактического материала это затрудняет распознание осадочных толщ, принадлежащих к кальдере, и толщ межузловых пространств.

Одним из важных признаков центра вулканогенно-рудного узла является схождение под небольшим двугранным углом синвулканических радиальных разломов, имеющих первично крутое залегание. В случае сочленения подобных разломов под большим углом трудно определить принадлежность их только к радиальной или радиальной и концентрической группам.

Позиция колчеданных месторождений в вулканогенно-рудных узлах подчиняется следующим закономерностям.

В вертикальном разрезе продуктивных формаций оруденение приурочено к определённым стратиграфическим уровням. Эти уровни в узлах базальтоидных поясов совпадают с уровнями локализации кремнекислых экструзивных куполов или весьма близки к ним. Особенно характерна близость к уровням локализации экструзивных куполов апокристобалитовых кварцевых риолитовых порфиров (например, месторождение Новый Шемур, Северный Урал).

В риолитоидных поясах, где кремнекислые вулканиты занимают большой стратиграфический интервал, уровни локализации оруденения близки к уровням проявления своеобразной пары вулканических пород: базальтов, которые в этих поясах являются эпизодом, и апокристобалитовых кварцевых порфиров. Данная ассоциация не случайна. Она подчёркивает, с одной стороны, роль базальтоидных

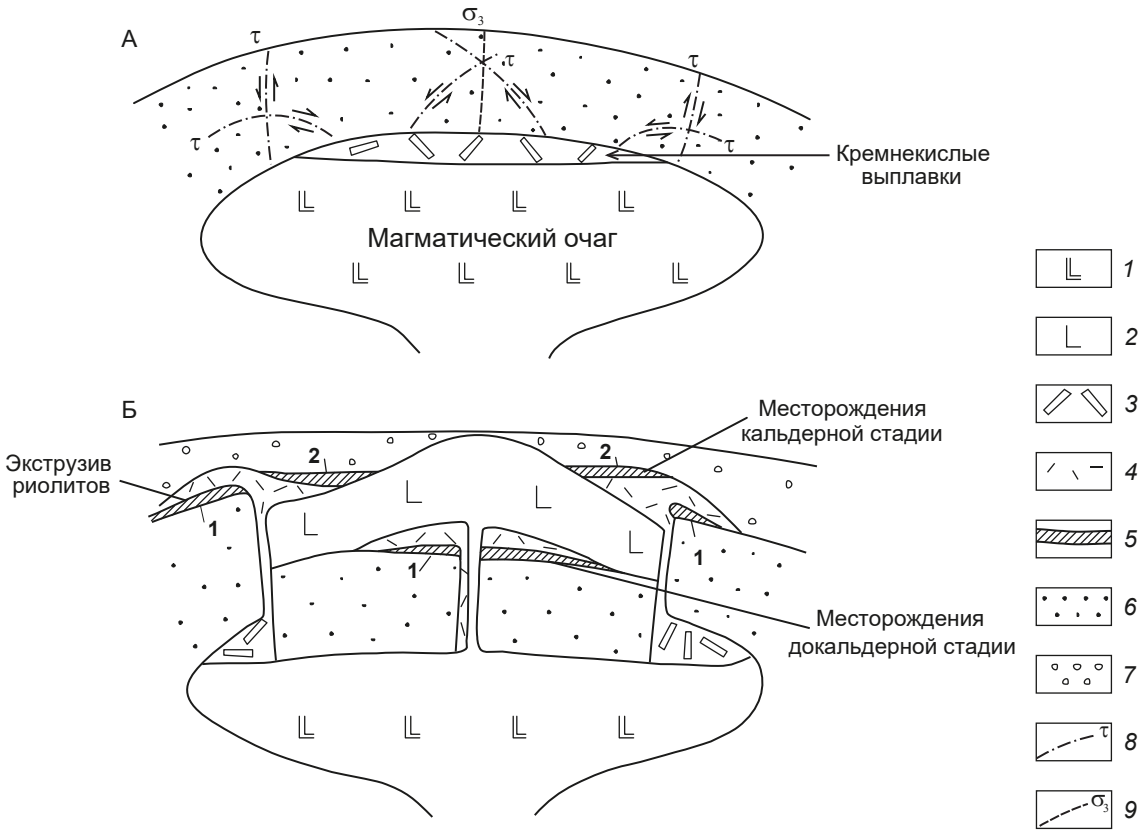


Рис. 7.2. Модель формирования структуры колчеданоносного вулканогенно-рудного узла на докальдерной (А) и кальдерной (Б) стадиях развития.

1, *2* – базальтовая магма: *1* – в очаге, *2* – в эффузивах; *3*, *4* – кремнекислая магма: *3* – в очаге и его камерах, *4* – в экструзивах; *5* – колчеданные рудные тела докальдерной (1) и кальдерной (2) стадий развития вулкана; *6* – надочаговые толщи, подстилающие вулкан; *7* – толщи, захоранивающие вулкан; *8* – траектории наибольших касательных напряжений; *9* – траектории нормальных максимальных сжимающих напряжений.

магм в формировании колчеданоносных кремнекислых вулканитов, с другой – наличие фенокристаллов псевдокубического β-кристобалита свидетельствует о наиболее высоких (1470–1713 °С) температурах кремнекислых магм, выплавляемых в непосредственной близости к базальтоидному магматическому очагу. Таким образом, ассоциация этих близких по времени извержения пород и отложение колчеданных руд закономерны.

Не имеют такого генетического значения другие кремнекислые вулканиты, широко проявленные в риолитоидных поясах. Их первичной основой служат переплавленные осадочные и метаморфические слоистые толщи. Очень часто они обладают такситовой текстурой, образованной обломками светлых кремнистых и существенно темноцветных слоёв, бедных кремнезёмом. Слоистость сохраняется весьма редко, образуя мелкие складки. Чаще слои разрушаются, их обломки становятся независимыми в пирокластическом потоке (надрудная толща Николаевского месторождения, Рудный Алтай). При адвекции расплавленной слоистой толщи возникают трубообразные полосчатые корни экструзивов (рудное поле месторождния Акбастау, Казахстан). Такие породы слагают основную часть базальт-риолитового разреза (формации). Колчеданные руды обычно с ними не связаны, как и в случае риолит-базальтовой формации. Как и в базальтоидных поясах, особенно характерна близость уровней колчеданных руд к уровням локализации экструзивных куполов апокристобалитовых кварцевых риолитовых порфиров

(«Порфиры сопки Памятник» Николаевского месторождения) [47]. Уровней локализации экструзивных куполов и колчеданных руд в пределах продуктивной формации может быть несколько. Часто это два, реже один, три, ещё реже четыре уровня.

Оценка возможных глубин колчеданоносных магматических очагов свидетельствует о том, что поверхность очагов находилась на глубинах не более 15–18 км. Об этом говорит, во-первых, присутствие интрателлурических вкрапленников β-кристобалита в кремнекислых выплавках, наиболее близких к базальтоидным магмам. Согласно P-T-диаграммам, β-кристобалит характеризует давление до 5 кбар, соответствующее глубинам до 15–18 км. Во-вторых, диаметр КВРУ, как правило, не превышает 20 км. Поскольку узел начинает развиваться по механизму штампового воздействия магматического очага на породы кровли, а размах крыльев штамповых складок, согласно экспериментам М. В. Гзовского, всегда превышает глубины залегания штампа, то получим и ограничение глубины магматического очага. Верхний предельный уровень его глубины прямым фактом не установлен и, очевидно, может быть достаточно малым.

Магматогенная тектоника в значительной степени определяет структурную и вещественную зональность магматогенно-рудного узла, которая наблюдается в серии его фрагментов – рудных полях.

В латеральном изменении структуры вулканогенно-рудного узла колчеданные руды также занимают определённую позицию, будучи приуроченными к упомянутой промежуточной зоне. Руды локализуются в результате вулканогенно-осадочных процессов в депрессиях, прилегающих к экструзивам, и на краях самих экструзивов, а также вблизи разломов, ограничивающих кальдеру или секторный грабен. В этих разломах часто залегают околорудные метасоматиты рудоподводящих каналов, как и корни экструзивных куполов. Глубина бассейна, на дне которого отлагаются вулканогенно-осадочные руды, может быть более 2 км, судя по современным «чёрным курильщикам», и менее 100 м, судя по наличию известняков с кораллами, которые не живут глубже. В такой обстановке локализовано месторождение Южный Карасан (Юго-Западный Гиссар, Узбекистан) [42].

Охарактеризованная закономерная структура вулканогенно-рудных узлов обусловлена особенностями воздействия магматического очага на породы кровли, приводящего к вулкано-тектоническим перемещениям извергаемого материала и блоков пород, подстилающих вулканиты.

В процессе извержений накопившиеся вулканические толщи и их фундамент проседают в первую очередь, естественно, в среду пониженной вязкости, т. е. в магматический очаг. Гипсометрия кровли очага вследствие этого изменяется. Проседание вулканических толщ можно фиксировать, если сопоставить несколько колонок с накопленными породами вулканогенно-рудного узла, расположенными ниже определённого стратиграфического уровня. Разная мощность толщ покажет величину проседания, если при этом учесть возможные перепады рельефа накопленных вулканитов. Проседание центральных или секторных блоков происходит по системе концентрических или радиальных разломов. Эти разломы формируются сначала под воздействием подпирающих усилий снизу, со стороны промежуточного магматического очага по механизму мягкого штампа. Напряжённое состояние над мягким штампом исследовано М. В. Гзовским на тектоно-физических моделях из оптически активных веществ [81]. Над штампом существуют близвертикальные траектории наибольших касательных напряжений, вдоль которых и развиваются крутопадающие разрывы. Однако отчленённый разломами блок в дальнейшем не поднимается, а опускается в магматический очаг при извержении магмы. Блок расчленяет верх очага на части, или камеры. В камерах с более высокой кровлей, как видно на рис. 7.2, скапливаются более лёгкие кремнекислые выплавки. Из них по разломам, ограничивающим кальдеру или секторный грабен, происходят извержения, дающие кремнекислые экструзивы. По разломам

и корням экструзивов поступают и сульфидоносные гидротермы, формирущие колчеданные руды на морском дне.

В пределах вулканогенно-рудных узлов существует вертикальная и латеральная зональность оруденения разных типов. По латерали узла изменяется состав месторождений. Как видно из рис. 7.2, в докальдерный этап, когда магматический очаг ещё не расчленён на отдельные камеры проседанием в него блока пород кровли, месторождения располагаются преимущественно над центром очага. При этом образуется меньшее число месторождений, но более крупных.

Из центральной камеры с более низких гипсометрических уровней поступают магмы основного состава, заполняющие кальдеру и формирующие базальтовую сомму. При секторном проседании грабена это может быть и базальтовая гряда, как в Межозёрном вулканогенно-рудном узле на Южном Урале [28].

В кальдерный этап очаг расчленяется на камеры, число месторождений возрастает, а размеры их становятся менее крупными. Примером служат колчеданные месторождения Урупского рудного поля на Северном Кавказе. В докальдерный этап, характеризуемый преимущественно излиянием лав, сформировалось одно крупное Урупское месторождение. Вслед за этим образовалась кальдера, резко возросло количество пирокластов в разрезе вулканогенной толщи. Увеличилось и число месторождений (Первомайское, Власинчиха и др.), а размеры их стали мельче. В вулканогенных МРУ (ВРУ) латеральная позиция месторождений часто совпадает с ограничениями кальдеры (см. рис. 7.2). Эти ограничения, кроме того, фиксируются корнями рудоносных экструзивов и субвулканических тел. Локализация месторождений характерна для приэкструзивных депрессий.

В ряде случаев собственно рудный узел может занимать лишь сектор надочаговой структуры. В послемагматическую историю развития структура может искажаться, а сам узел фрагментируется на отдельные рудные поля.

В связи с проблемой глубины очагов, питающих магмами и гидротермами РМС, хочется предостеречь исследователей геологии колчеданных месторождений от одного разочарования. Попытка обнаружить геофизическими методами подобный очаг под вулканогенно-рудными узлами во многих случаях может оказаться безуспешной, так как многие колчеданоносные геологические формации в настоящее время залегают в крупнейших аллохтонных пластинах и могут быть оторваны от глубинных очагов.

Особая проблема колчеданоносных вулканогенно-рудных узлов – их соотношение, с одной стороны, с рудными полями, с другой – с рудными районами. Дело в том, что в практике геологоразведочных работ именно этим двум таксонам уделяется основное внимание. При этом для их выделения используются иные принципы, мало учитывающие геологию и геодинамику проблематичного магматического очага и закономерную, обусловленную магматогенной геодинамикой, эволюцию их геологии. Рудные поля являются, как правило, случайными фрагментами узлов, сохранившимися от разрушения или доступными для исследований в реальной геологии. Районы представляют собой обычно территории с серией рудных полей, объединённые по принципу сходства полезного ископаемого и состава вмещающей среды. Такой подход весьма удобен для простейшего анализа территорий, но не направлен на использование ряда генетических закономерностей строения и условий размещения в пространстве узлов в качестве целых систем, а не отдельно взятых фрагментов, теряющих часть закономерностей узла. Рассмотрим это на конкретных примерах.

7.3.3. Соотношение колчеданоносных вулканогенно-рудных узлов, рудных полей и районов

В геологической литературе нет единства в определении рудного поля. Под рудным полем в соответствии с определением

В. М. Крейтера понимается участок земной коры, включающий серию пространственно сближенных, генетически родственных месторождений, отделённый от других участков большими безрудными пространствами. С особенностями сохранности и условий залегания вулканогенно-рудных узлов в современной геологической структуре колчеданоносных территорий тесным образом связаны типы рудных полей. Если ВРУ сохраняется полностью, то определить различие между собственно рудным узлом и крупным рудным полем практически невозможно без рассмотрения каких-либо дополнительных условий. В случае же расчленения ВРУ на части в результате более поздних наложенных процессов или искажения его первичного залегания отдельные части узла на практике могут рассматриваться как самостоятельные рудные поля. Такую прагматическую условность выделения рудных полей легко показать на примере Акбастауского и Орловского вулканогенно-рудных узлов (рис. 7.3, 7.4) [19, 28]. Здесь же продемонстрируем анализ их структуры.

Акбастауский ВРУ (Юго-Западный Чингиз, Казахстан) включает Акбастау-Космурунское и Североакбастау-Кызылсорское рудные поля, отделённые друг от друга наложенным грабеном с синклинальной структурой карбонатно-терригенных пород, перекрывающих ВРУ (см. рис. 7.3). Структура и рудоносность Акбастау-Космурунского рудного поля подробно описана автором ранее [23].

На первичное структурное единство двух упомянутых полей, помимо сходства строения рудовмещающих толщ и стратиграфического положения в них рудопроявлений и месторождений, указывает то, что на севере Акбастау-Космурунского рудного поля от Космурунского разлома отходит к северо-востоку узкая апофиза кварц-серицитовых метасоматитов, фиксирующая дорудный разлом, трассируемый на рудопроявление Кызыл-Сор.

Главными чертами первичной структуры Акбастауского ВРУ являются: наличие секторной кальдеры, обрамляемой грядами кремнекислых экструзивных куполов вдоль радиальных разломов и вдоль дуговых в промежуточной фациальной зоне; радиальное исходящее из единого центра расположение рудоконтролирующих разрывов с единым временем фиксации их гидротермальными метасоматитами на рубеже формирования базальт-риолитовой и андезидацитовой формаций. Так, северо-западнее горы Джусалы сходятся главные рудоконтролирующие (рудоподводящие) Акбастауский и Северо-Космурунский разломы. Оруденение локализуется в приэкструзивных депрессиях на стратиграфическом уровне, отвечающем границе упомянутых формаций. Значительно менее интенсивно, чем радиальные, проявлены поперечные к ним дуговые или концентрические нарушения. Рудоконтролирующая их роль не столь ярко выражена.

О металлогенической зональности в пределах ВРУ достоверно можно судить лишь по сектору Акбастау-Космурунского рудного поля. Месторождение Акбастау, расположенное в 2–3 км от центра узла, относится к медноколчеданному типу. Отношение содержаний Cu : Zn : Pb равно 1 : 0,7 : 0,03. Месторождение Космурун, находящееся в 9 км от центра узла, относится к колчеданно-полиметаллическому типу. Отношение Cu : Zn : Pb равно 1 : 1,14 : 0,25.

Орловский ВРУ (его позицию в Рудном Алтае см. на рис. 8.2) включает Орловское и Золотушинское рудные поля. Геологическое строение первого приведено в монографии [77]. Основные палеовулканические процессы в Золотушинском рудном поле описаны автором [24]. Общая схема геологического строения Орловского ВРУ показана на рис. 7.4.

В настоящее время строение Орловского ВРУ осложнено наложенными грабенами, ограниченными разломами 6 и 8, 5 и 7. Нерудоносные пространства, занятые грабенами, послужили основанием для отнесения юго-западной и северо-восточной частей Орловского ВРУ к самостоятельным рудным полям – Орловскому и Золотушинскому. Между тем первичная геологическая сущность этих двух полей практически аналогична таковой одного Акбастау-

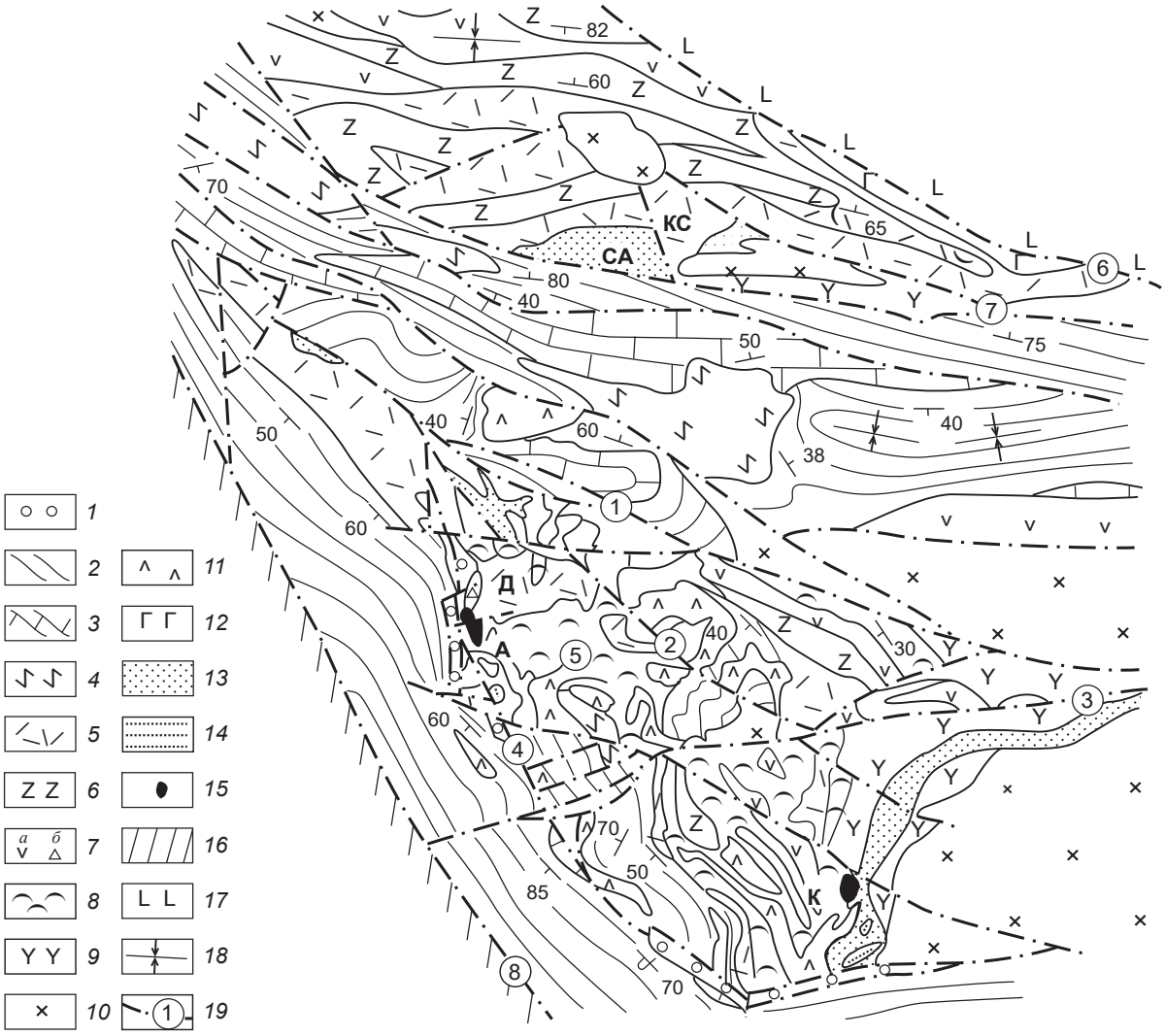


Рис. 7.3. Схема геологического строения Акбастауского вулканогенно-рудного узла.
1 – силурийские конгломераты, содержащие гальки кварцевых диоритов; *2*, *3* – поздний ордовик, акдомбакская свита: *2* – кремнисто-терригенная толща, *3* – известняки; *4–9* – средний–поздний ордовик, намасская свита: *4* – пироксен-плагиоклазовые базальтовые порфириты, сопоставимые с базальт-андезибазальтовой формацией; *5–9* – вулканиты, сопоставимые с андезидацитовой (*5–8*) и риолит-базальтовой (*9*) формациями: *5* – дацитовые, андезидацитовые порфириты, завершающие кислый вулканизм, эффузивные и субвулканические, *6* – базальтовые порфириты и их туфы, *7* – андезидацитовые порфириты излившиеся (*а*) и жерловой фации (*б*), *8* – туфоконгломераты, глыбовые брекчии, туфоалевролиты, литокристаллокластические туфы смешанного состава, *9* – базальтовые порфириты; *10–12* – интрузивные образования: *10* – кварцевые диориты, диоритовые порфириты, *11* – андезитовые и диабазовые порфириты, *12* – габброиды; *13* – кварц-серицитовые и хлорит-серицитовые метасоматиты; *14* – вторичные кварциты, алунитовые кварциты; *15* – колчеданные руды; *16*, *17* – обрамление ВРУ: *16* – девонские вулканогенно-осадочные породы, *17* – базальты кембрия (однородная формация); *18* – ось синклинали; *19* – тектонические разломы, их номера: 1 – Северный, 2 – Северо-Космурунский, 3 – Бастау-Бабанский, 4 – Акбастауский (шовная зона), 5 – Поперечный, 6 – Южно-Жауыртагинский, 7 – Северо-Акбастауский, 8 – Юго-Западный. Месторождения: А – Акбастау, К – Космурун; рудопроявления: Д – горы Джусалы, СА – Северное Акбастау, КС – Кызыл-Сор.

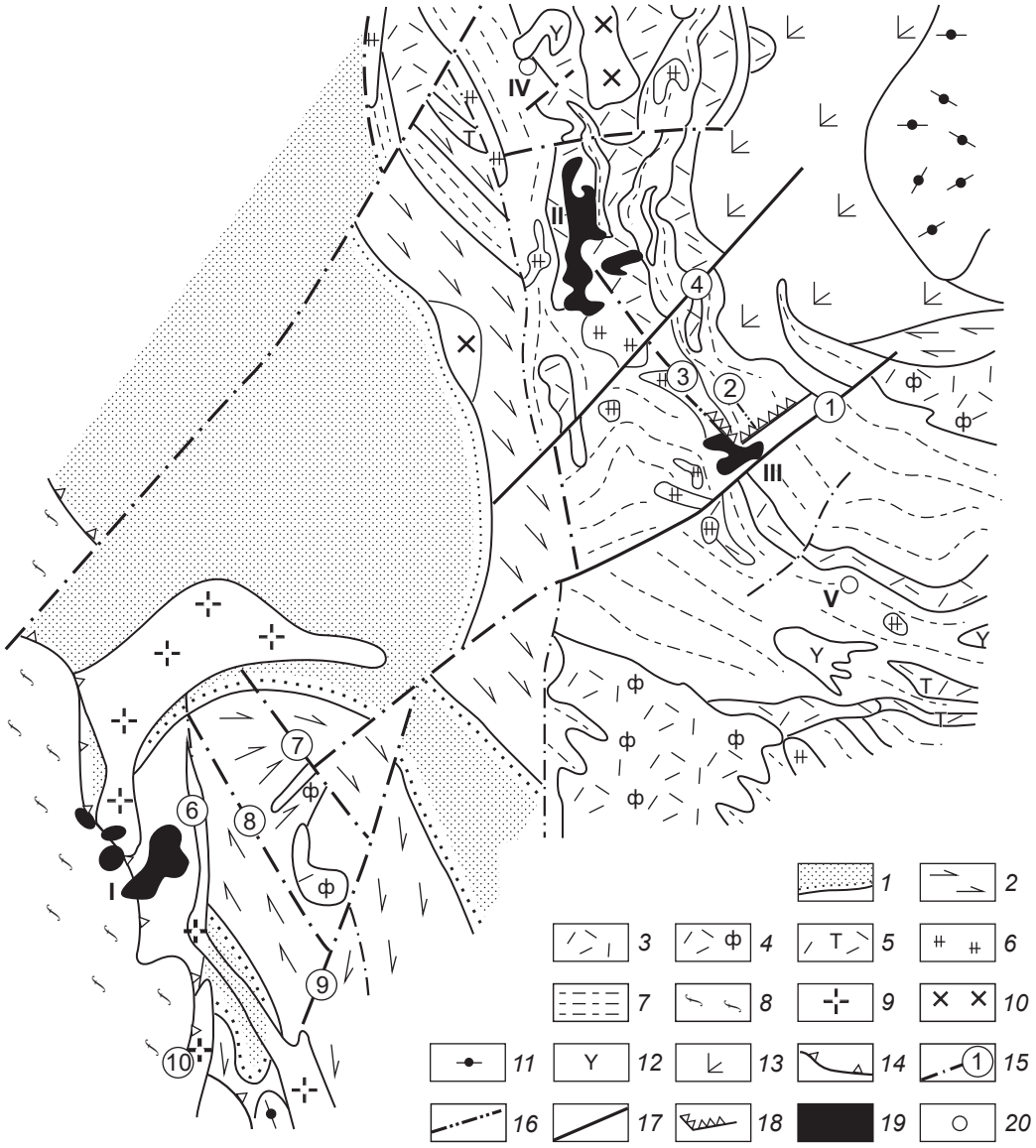


Рис. 7.4. Схема геологического строения Орловского вулканогенно-рудного узла.
1 – угленосные терригенные породы малоульбинской свиты карбона; *2* – нерасчленённые вулканомиктовые породы с карбонатными прослоями франа (каменевская и снегирёвская свиты) и толща чередования карбонатно-терригенных, туфогенных пород с пластами андезитовых и базальтовых порфиритов фамена (пихтовская свита); *3–6* – риолитовый комплекс базальт-риолитовой формации позднего эйфеля–живета: *3* – кварц-альбитовые риолитовые порфиры и их лавобрекчии, *4* – фельзитовидные кварцевые риолитовые порфиры, *5* – туфы кислого состава, *6* – крупнопорфировые кварцевые риолитовые порфиры; *7* – песчаники, кремнисто-глинистые сланцы раннего палеозоя; *8* – кристаллические сланцы раннего палеозоя; *9–13* – интрузивные образования: *9* – гранитоиды позднего карбона, *10* – диоритовые порфириты среднего–позднего карбона, *11* – субвулканические сферолитовые кварц-альбитовые риолитовые порфиры девона, *12* – кварцевые порфириты позднего девона, *13* – диабазовые и пироксен-плагиоклазовые порфириты позднего девона; *14* – послевулканические надвиги; *15* – послевулканические крутопадающие разрывы; *16, 17* – синвулканические крутопадающие разрывы, подновлённые в более позднее время концентрической (*16*) и радиальной (*17*) систем; *18* – разломы, ограничивающие блоки синвулканической денудации; *19* – рудные тела месторождений: I – Орловского, II – Золотушинского, III – Ново-Золотушинского; *20* – рудопроявления: IV – Северо-Золотушинское, V – Майское. Цифры в кружках – номера тектонических разрывов.

Космурунского рудного поля. Это хорошо видно, если повернуть один из узлов на 90° (например, запад Орловского поля ориентировать на север).

Первичное структурное единство Орловского и Золотушинского рудных полей фиксируется рядом фактов. Рудные тела Орловского, Золотушинского и Ново-Золотушинского месторождений приурочены к синвулканическим депрессиям единого стратиграфического уровня, выше которого оруденение отсутствует. Зона синвулканического разлома 1, контролировавшая локализацию оруденения, корня экструзива и границу области синвулканической денудации на Ново-Золотушинском месторождении и, кроме того, подновлявшаяся в более позднее время, трассируется к юго-западу точно на Орловское месторождение. В главном рудном теле, имеющем пластовое залегание, в направлении разлома 1 протягивается зона высоких значений отношений меди к свинцу, что может указывать на рудоконтролирующую роль этого разлома. От юго-восточного фланга Золотушинского месторождения разлом 4, контролирующий корень интрузива полифировых кварцевых риолитовых порфиров, трассируется к юго-западу на Орловское месторождение. Таким образом, разломы 1 и 4 могут рассматриваться в качестве радиальных, а их сочленение, очевидно, фиксирует центр ВРУ.

В направлении от центра Орловского ВРУ к его периферии изменяются фации рудоносной базальт-риолитовой формации. Так, только под Орловским месторождением, вблизи центра ВРУ, отмечаются маломощные эффузивы базальтовых порфиритов, выклинивающиеся по латерали в направлении к Золотушинскому и Ново-Золотушинскому месторождениям. Толща вулканитов, перекрывающая месторождение, также претерпевает изменения по латерали. Над Орловским месторождением это лавы кислого состава мощностью до 750–900 м почти без прослоев осадочных пород. В районе же Ново-Золотушинского месторождения мощность толщи, где преобладают лавы кислого состава, не более 250 м, а выше залегают алевролиты, реже лавы кислого состава. Далее к северо-востоку мощность осадочных фаций возрастает.

Подобно Акбустаускому в Орловском ВРУ также проявлена металлогеническая зональность: там, где сходятся синвулканические разломы (вблизи центра узла), локализовано медноколчеданное Орловское месторождение с соотношением Cu : Zn : Pb, равным 1 : 0,8 : 0,2. В 8–9 км по радиусу от него локализованы колчеданно-полиметаллические Золотушинское и Ново-Золотушинское месторождения. В их суммарных запасах отношение Cu : Zn : Pb равно 1 : 2,1 : 0,5.

Приведённые примеры показывают, что по отношению к вулканогенно-рудному узлу, выделяемому на основе парагенетических связей вулканитов и оруденения, выделение рудного поля основано более всего на прагматическом принципе, учитывающем безрудность между фрагментами ВРУ.

Из всего изложенного ясно, что в отличие от магматогенно-рудных узлов, нахождение которых в пространстве определяется закономерностями геодинамики их зарождения, в частности периодичностью конвективных (адвективных) структур, в отношении рудных полей как случайных фрагментов узлов закономерная периодичность размещения будет отсутствовать.

Общие соотношения между МРУ, рудными районами и полями на примере геологии колчеданных месторождений показана на рис. 7.5.

Каждый из используемых принципов выделения рудоносных площадей в качестве упомянутых таксонов имеет свои преимущества, определяемые возможностями исследователей. Структура узлов и их продуктивность, обусловленные генетическими факторами, более предсказуемы, чем при формальном ограничении продуктивной геологической формации в качестве потенциальных рудных районов. Магматогенно-рудные узлы являются дискретными генетическими ячейками. Межузловые пространства, относимые к тем

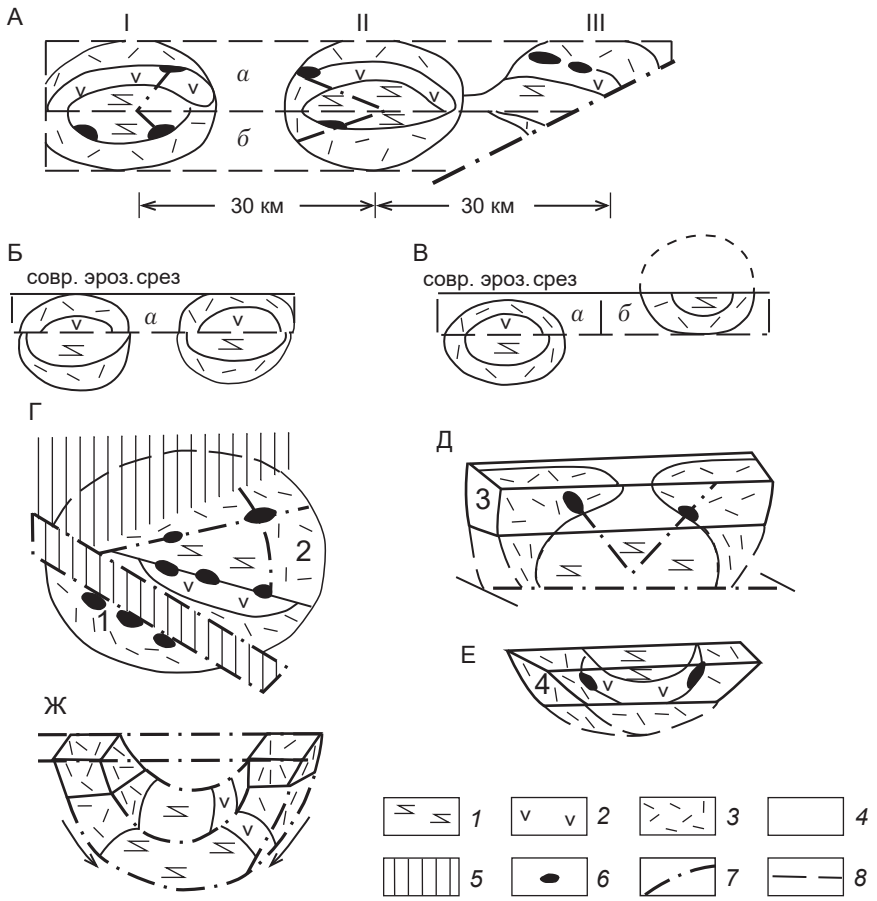


Рис. 7.5. Соотношения колчеданоносных вулканогенно-рудных узлов с рудными районами (А–В), типизация рудных полей по их позиции в узлах и условиям залегания (Г–Ж), по [19, 28].

А, Г – планы; Б, В – разрезы, Д–Ж – блок-диаграммы; *а*, *б* – рудные районы; I, II, III – ВРУ; рудные поля: сегментное (1), секторное (2), призматические (3,4): центростремительное (3), центробежное (4). Условные обозначения: *1* – области преимущественного развития базальтоидов; *2,3* – области: с непрерывным (*2*), контрастным (*3*) типами разрезов вулканитов; *4* – удалённые фации вулканитов; *5* – области, где продуктивные формации недоступны или отсутствуют, наложенные грабены и горсты; *6* – рудные тела и месторождения; *7* – разрывы; *8* – границы рудных районов.

же геологическим формациям, обладают меньшей продуктивностью. Кроме того, рудоносный стратиграфический уровень одного, например колчеданоносного МРУ, может оказаться непродуктивным на территории смежного МРУ, если тот развивался асинхронно с первым. То есть рудная минерализация в соседнем узле, не образующем промышленного месторождения, может быть дальним разносом подводных сульфидных дымов другого вулкана.

Наметив центр одного МРУ, можно прогнозировать смежный узел, предварительно проведя тектонические палеореконструкции. Через закономерную структуру МРУ легче понять структуру и позицию их случайных фрагментов – рудных полей.

Использование МРУ в качестве прогнозно-металлогенического объекта не заменяет использование рудного района в качестве прогнозной территории. Рудный район как прогнозно-металлогенический таксон, вошедший во все методические указания по оценке прогнозных ресурсов, является обязательным для выделения на прогнозно-металлогенических картах. При этом надо иметь в виду, что прогнозируемый колчеданоносный район выделяется по площади распространения определённого типа продуктивной геологической вулканогенной формации. Типизация таких формаций и рудных районов разработана для Урала [65, 134]. При этом различие районов определяется типом фор-

мации, распространённой на территории: однородной, контрастной или непрерывной. Как стало ясно позже, из них первые две накапливаются в докальдерный этап развития вулканов, а третья – преимущественно в кальдерный. Нижняя граница непрерывной формации в разных схемах определяется по-разному [65, 262]. Иначе говоря, если геологическая карта отражает разные срезы ВРУ, то, соответственно, территории будут отнесены к разным районам (например соседствующие Учалинский и Верхнеуральский рудные районы на Южном Урале). Такая ситуация и показана на рис. 7.5, А.

На картах среднего масштаба могут быть намечены приблизительные контуры МРУ, а на крупномасштабных детализирована структура узлов. Использование МРУ эффективно тогда, когда обоснована связь оруденения с магматизмом. В распространённых непрерывно стратифицированных геологических формациях целесообразно сочетать металлогенический анализ с выделением и рудного района (по принципу линейного объединения образований сходного состава), и МРУ (по принципу анализа закономерной латеральной изменчивости геологических образований с выявлением ячей, поперечных к простиранию структурно-металлогенических зон). Подход к прогнозу и оценке рудных полей обязательно должен учитывать реальные структурные осложнения рудовмещающих толщ и вероятную позицию рудного поля в магматогенно-рудном узле, что схематично отображено на рис. 7.5.

7.3.4. Плутонические магматогенно-рудные узлы (магматические очаги)

Проблема плутонических магматогенно-рудных узлов в аспекте закономерностей их строения и регулярной повторяемости разработана пока слабо. Благоприятным объектом исследований может служить пояс интрузивов платиноносного комплекса дунит-клинопироксенит-габбровой формации на Урале. В современной геологической структуре они вместе с вмещающими породами круто наклонены к востоку, в результате чего их нижние части оказались на западе. Интрузивы этого комплекса наиболее полно описаны А. А. Ефимовым [98]. Они представлены отдельными и слившимися соседними лакколитами. Несмотря на то что интрузивы имеют индивидуальные особенности, можно, взяв наиболее интересные из них – Кытлымский и Нижне-Тагильский, составить обобщённую модель их строения (рис. 7.6).

Судя по структуре Кытлымского массива, лакколит обладает грибообразной формой с ножкой, падающей на запад, а шляпкой – на восток. Нижне-Тагильский массив представляет собой серию слившихся шляпок, а ножки на современном срезе карты проявлены лишь фрагментами. От ножек к шляпкам выделяются магматические слои [98]. Внизу расположены дуниты, выше – железистые дуниты (метадуниты). С ними ассоциируют рудопроявления хромитов и магноферрохромитов с примесью самородной платины (гора Соловьёва). Выше находятся верлиты, далее – оливиновые клинопироксениты, оливинсодержащие клинопироксениты, тылаиты (оливиновые меланогаббро). В зонах верлитов и оливиновых клинопироксенитов размещаются хромтитаномагнетитовые рудопроявления, включающие метаморфогенные платиновые и платинородиевые выделения. Отмеченные магматические слои интрудируются и перекрываются ферроклинопироксенитами, габбро и габброноритами. С этими слоями ассоциируют титаномагнетитовые руды, а в апикальной части габброноритов появляются их стратифицированные полосчатые разности, с которыми ассоциирует медно-титаномагнетитовое ванадийсодержащее оруденение с золотом и платиноидами (Волковское месторождение, рудопроявление Серебряного Камня). На этом дунит-клинопироксенит-габбровая формация обрывается. Залегающие в висячем боку упомянутых лакколитов гранитоиды повышенной щёлочности большинством исследователей рассматрива-

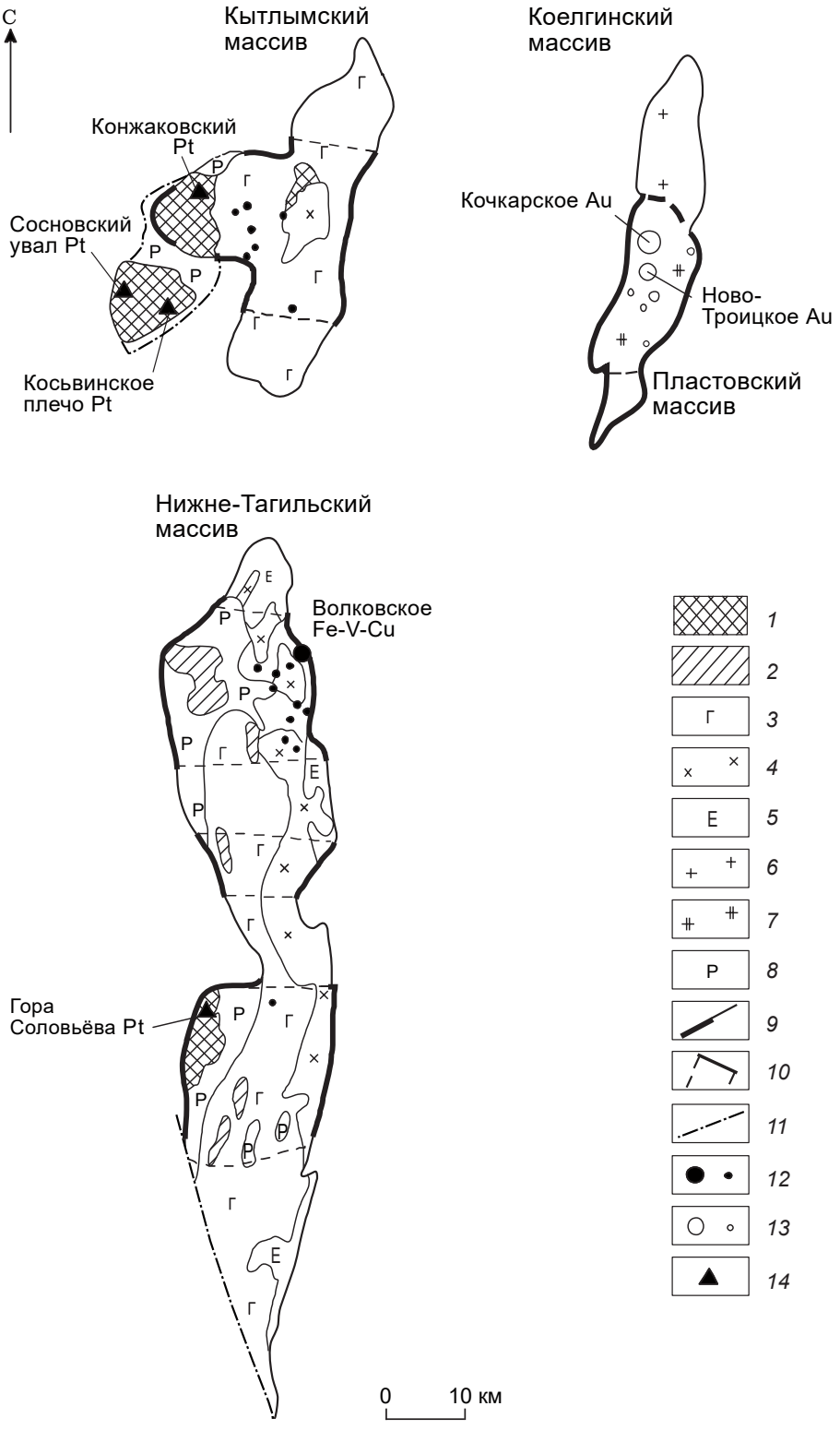


Рис. 7.6. Плутонические магматогенно-рудные узлы и их соотношения с рудными районами в массивах на Урале, по [41] с дополнениями.

1 – дуниты, перидотиты; *2* – пироксениты; *3* – габброиды; *4* – диориты, гранодиориты, тоналиты; *5* – сиениты; *6* – гранодиориты, граниты; *7* – то же, с дайками второго этапа; *8* – роговики; *9* – границы плутонов и рудных районов; *10* – контуры магматогенно-рудных узлов; *11* – тектонические разрывы. Месторождения и рудопроявления: *12* – железо-ванадий-медные (с платиноидами, золотом) и титаномагнетитовые, *13* – золото-сульфидные, *14* – самородной платины.

ются в качестве самостоятельных формаций на основании их особого состава и более молодого возраста завершения кристаллизации. Считая правомерным такое формационное отчленение гранитоидов от основных плутонических пород комплекса, следует, однако, обратить внимание на обстоятельства, свидетельствующие об их родстве, а именно возможной принадлежности к дифференциатам или к коровым выплавкам над теплоносителями – породами основного состава. На это указывает ряд фактов.

Во-первых, гранитоиды залегают непосредственно в висячем боку (на шляпке) лакколитов основного состава и в целом имеют одностороннюю (асимметричную) зональность. Вблизи габброидов присутствуют диориты и кварцевые диориты (тоналиты), выше – плагиограниты и сиениты. Существуют лишь локальные отклонения от этой схемы, которые могут быть обусловлены внутриочаговой тектоникой, а главное – отжиманием («внедрением») самого верхнего сиенитового слоя к флангам лакколита. Во-вторых, зональная структура повторяется практически во всех массивах. В-третьих, если не рассматривать генетическую взаимосвязь ультраосновных и основных магм, с одной стороны, и среднекислых, с другой, то возникнут две трудно разрешимые проблемы: первая – в связи с самой неблагоприятной структурной позицией кислых интрузивов над прочными основными лакколитами (только над ними, а не под ними); вторая – в связи с вопросом об источнике тепла для выплавки гранитоидных магм.

Различие возраста магм разного состава и интрателлурических вкрапленников в этих сложных по составу интрузивах находит естественное объяснение в связи с различной температурой кристаллизации пород разной степени основности, более поздней кристаллизацией кислых разностей, а также наличием древних вкрапленников субстрата, который плавился инконгруэнтно. На наш взгляд, этим можно объяснить вариации абсолютного возраста роговых обманок в массивах платиноносного комплекса от 460–475, 695 ± 30 млн лет до 1,1 млрд лет [178], несмотря на то что отмечаются приконтактовые изменения силурийских пород [98].

Гранитоидная «надстройка» дунит-клинопироксенит-габбровой формации также рудоносна. С тоналитами, которые иногда объединяются с габбро и гранодиоритами в габбро-тоналит-гранодиоритовую формацию, ассоциируют медно-порфировые рудопроявления, отнесённые Е. С. Контарем [125] к бощекульскому типу. Им сопутствует золото. С сиенитами, которые объединяют с диоритами в диорит-сиенитовую формацию и с комагматичными им вулканитами базальт-трахитовой формации, связано скарново-магнетитовое оруденение [83]. Таким образом, интрузивные массивы, образованные базит-гипербазитовыми мантийными магмами, средними, кислыми и щелочными дифференциатами, коровыми выплавками, представляют собой крупные коровые (по месту локализации) магматические очаги. Вместе с упомянутыми проявлениями оруденения – хромитов и магнеферрохромитов с самородной платиной, хромтитаномагнетитов с платиной и родием, титаномагнетитовыми, медно-титаномагнетитовыми ванадийсодержащими (ванадий-железомедными золото- и титансодержащими), медно-порфировыми, золоторудными и скарново-магнетитовыми рудами – эти магматические очаги представляют крупные рудно-магматические системы. В данных системах каждый вещественный тип рудной минерализации тяготеет к определённым по составу магматическим разностям, а последние распределены снизу вверх по убыванию их плотности. Это можно заключить по средним значениям плотности для ряда: гарцбургит – 3,1–3,3, дунит – 3,2, верлит – 3,0–3,2, пироксенит – 3,18, габбро оливиновое – 3,08, габбронорит – 2,95, диорит – 2,81, кварцевый диорит – 2,75, плагиогранит – 2,63, сиенит – 2,62 г/см^3 [255]. Вариации плотностей в слоях или их чрезвычайно близкие значения (например, для плагиогранита и сиенита), вариации температур плавле-

ния-кристаллизации могут быть причиной наблюдаемых в реальности отклонений от предлагаемой модельной схемы позиции магматических слоёв.

Значительную трудность представляет выделение магматогенно-рудных узлов среди гранитоидных комплексов, образующих крупные массивы. Разумеется, что речь идёт не о метасоматических *s*-гранитах, а об *i*-гранитах, развитых в фундаменте краевых поясов (островных дуг и активных континентальных окраин). К таковым может быть отнесён Пластовский массив на Южном Урале. О позиции магматического очага можно судить по наличию среди гранитоидов так называемых даек второго этапа (по В. С. Коптеву-Дворникову), часто представленных лампрофирами. Именно в такой ассоциации находится крупное золоторудное Кочкарское месторождение. Вне этой ассоциации (Коелгинский массив схожих гранитоидов, но без даек второго этапа) месторождения отсутствуют.

7.3.5. Вулкано-плутонические магматогенно-рудные узлы

Выделение вулкано-плутонических структур, в которых на доступных для непосредственного наблюдения уровнях присутствуют комагматичные вулканические и интрузивные образования, было предложено К. Е. Устиевым. Такие сочетания встречаются в раннеорогенных структурах активных окраин континентов и островных дугах, в отличие от структур, характеризующихся погружением вулканических толщ в спрединговых обстановках, при которых питающие магматические очаги и соответствующие интрузивы остаются на глубине. Не всегда в вулкано-плутонических поясах удаётся точно установить комагматичность вулканитов и интрузивов. Причиной тому служит наследование образованиями вулканического этажа состава пород и руд фундамента, их регенерация и тектоническое совмещение и тех и других.

К вулкано-плутоническим МРУ относятся те узлы, в которых оруденение представлено в ассоциации как с вулканической частью магматогенно-рудной системы (формировались в процессе вулканизма), так и с интрузивной. Вулкано-плутонические МРУ охватывают образования, принадлежащие к нескольким магматическим (интрузивным, вулканическим) формациям и, как правило, нескольким рудным формациям. На примере вулкано-плутонических узлов отчётливо видно, насколько условной при общих определениях понятия «рудное поле» является попытка ввести в него факторы рудной формации или генетическое родство месторождений. Разнообразие генетических связей может быть весьма обширным и разным по удалённости. По этой причине определение рудного поля как фрагмента магматогенно-рудного узла снимает многие сложности, возникающие перед исследователем.

Примером вулкано-плутонического МРУ служит Ауэрбаховский узел на Северном Урале (рис. 7.7). Узел расположен над зоной рассланцевания, представляет собой извлечённые в конце раннего палеозоя метаморфизованные в зоне субдукции породы. В современной структуре это восточный борт Тагильского «прогиба», Краснотурьинская структурно-формационная зона. В фундаменте узла сверху вниз выделяются толщи, относимые к умеренно-щелочной андезибазальтовой формации (турьинская и краснотурьинская свиты пржидолия–лохкова), которые с несогласием налегают на андезидацитовую и риолит-базальтовую формации лландовери–венлока. Последняя подстилается альпинотипными гипербазитами. Верхний уровень Ауэрбаховского узла, собственно вулкано-плутонический, представлен андезитовой формацией и интрузивным комплексом серии пород от габбро до гранитов. Узел является одним из звеньев цепочки вулкано-плутонических МРУ Краснотурьинской СФЗ. Очаговым областям этих узлов соответствуют изометричные поля положительных гравитационных аномалий. Верхние части очагов фиксируются интрузивами. Расстояние между центрами звеньев в цепочке составляет порядка трёх десятков километров.

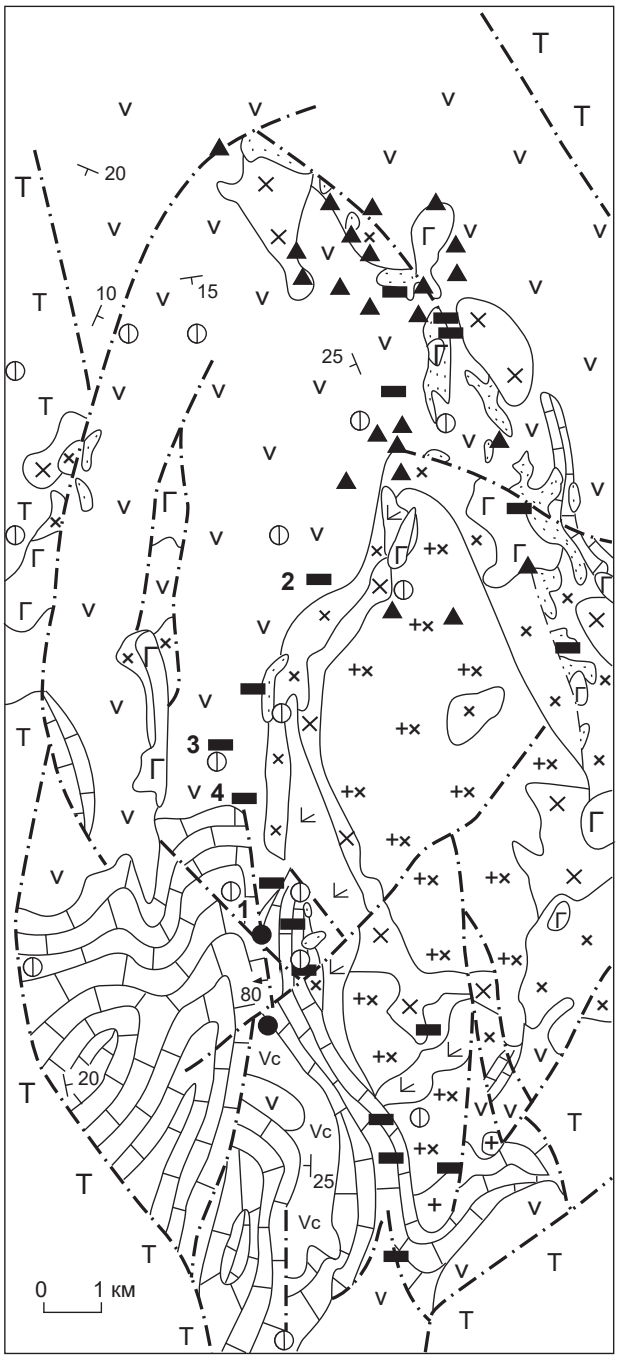


Рис. 7.7. Схема строения Ауэрбаховского вулкано-плутонического магматогенно-рудного узла.

1–4 – стратифицированные толщи (от древних к молодым) формации: *1* – умеренно-щелочная андезибазальтовая, S_2–D_1 (пржидолий–лохков), *2* – рифогенно-карбонатная, D_1 (зиген–эмс), *3*, *4* – андезитовая с фациями: *3* – лавовой, *4* – вулканотерригенной, D_{1-2} (эмс–эйфель); *5–9* – интрузивные породы среднего девона: *5* – габбро, *6* – диориты, *7* – тоналиты, *8* – гранодиориты, *9* – граниты; *10* – пироксен-плагиоклазовые порфириты; *11* – зоны скарнов. Месторождения и рудопроявления: *12* – скарново-магнетитовые, *13* – скарновые медно-магнетитовые, *14* – золото-сульфидные, *15* – золото-кварцевые и золото-сульфидно-кварцевые; *16* – тектонические разрывы. Номера месторождений на схеме: 1 – Воронцовское, 2 – Ново-Песчанское, 3 – Западно-Песчанское, 4 – Южно-Песчанское.

В Ауэрбаховском магматогенно-рудном узле одноимённый интрузивный массив своими выходами демонстрирует верхнюю часть магматического очага. По сравнению с выходами интрузива, судя по положительным гравитационным аномалиям, очаг имеет несколько большее распространение по площади и изометричную в плане форму с поперечником около 25 км.

Современная структура толщ, вмещающих интрузив, грабен-синклинальная. С северо-востока и юго-запада борта грабена сложены породами умеренно-щелочной андезибазальтовой (трахиандезит-трахибазальтовой) формации позднего силура–раннего девона. Восточно-северо-восточное крыло брахисинклинали, расположенной внутри грабена, занято выходами интрузива и породами его кровли, относящимися к рифогенно-карбонатной формации раннего девона и перекрывающей её андезитовой формации раннего–среднего девона. Последняя слагает и западное крыло брахисинклинали.

Особенности тектоно-магматической структуры узла следующие. Структура узла асимметрична. Асимметричны по составу сам интрузивный массив и его апофизы. На севере преобладают диориты, которые сопровождаются во многих местах телами габбро. В южном направлении возрастает роль гранодиоритов, а на самом юге отмечены граниты. Несмотря на то что вблизи поверхности у массива фиксируется крутое падение контактов на северо-восток, маловероятно, чтобы такой большой массив являлся штоком, да ещё

с последовательным прорывом центральных частей всё более кислыми разностями (как полагают некоторые сторонники последовательных фаз внедрения). Вероятнее всего, массив в целом представляет собой расслоенный на габбро, диориты, гранодиориты и граниты лакколит с контактами, осложнёнными крутыми разрывами и апофизами.

Особенности вулкано-тектонической структуры узла во многом не вписываются в идеализированную схему развития очагов, приведённую в разделе 6.2. Отсутствие кальдерообразных просадок кровли очага по разломам, асимметричный подъём одного фланга очага затрудняют определение центра узла. Однако сохраняется «схематическая» особенность повышенной роли магм более основного состава в области наибольших просадок кровли в очаг и соответствующего изменения профиля оруденения.

В северной части узла преобладают медно-скарново-магнетитовые, в меньшей мере железно-скарновые месторождения при подчинённой роли медно-порфировых и бедных кварцево-золоторудных проявлений. Последние залегают преимущественно в породах кровли интрузива и в гранитоидах. В южной части узла, где больше гранитоидов, преобладают железо-скарновые месторождения, сопровождаемые в отдельных местах золото-полисульфидным оруденением в породах интрузива, а также золото-кварцевым на большем удалении от интрузива и в гранитоидах.

Несмотря на явную корреляцию изменчивости состава рудопроявлений и особенностей строения Ауэрбаховского интрузивного массива, имеются факты, которые могут свидетельствовать о развитии пластовых рудных тел в предшествии внедрения интрузива. К ним относится отмеченное О. В. Мининой [168] единство стратиграфического уровня локализации скарново-магнетитовых и пирит-магнетитовых тел на многих месторождениях узла (Воронцовском, Ново-, Западно-, Южно-Песчанских и др.), приуроченных к кровле известняков фроловской толщи. Кроме того, на ряде месторождений присутствуют мелко- и тонкозернистые часто полосчатые магнетитовые и пирит-магнетитовые руды со значительным количеством сидерита (месторождение Южно-Песчанское), которые практически не сопровождаются скарнированием вмещающих пород. Иногда устанавливается наложение скарновых минералов на ранние магнетитовые руды. Эти руды, вероятно, имеют осадочный генезис. Вместе с тем встречаются тела магнетитовых руд пластообразной морфологии, уходящие в лежачий бок от стратиграфического уровня локализации на контакте с прилегающими сбоку интрузивными породами Ауэрбаховского массива. Их генезис может трактоваться по-разному. Они могут относиться к скарново-метасоматическим или магматическим типа магнетитовых лав древнечетвертичного вулкана Пико-Лако в Чили [239]. В последнем случае нельзя исключать вероятность того, что в рудном узле фиксируются древние вулканогенно-осадочные колчеданные руды, практически полностью окисленные, затем в конце силура–начале девона субдуцированные, а в девоне эдуцированные (извлечённые из глубин Земли) в виде магнетитовых магм вместе с внедрением силикатных магм, что сопровождалось скарнированием, регенерацией остатков сульфидных руд. Наконец, не исключено и то, что упомянутый стратиформный комплекс золото-сульфидных, медно-сульфидных и железооксидных руд образовался за счёт руд базитового массива, комагматичного умеренно-щелочной андезибазальтовой формации, субдуцированных, затем эдуцированных и размытых. Продукты размыва попадали в девонский бассейн седиментации. В этом случае найдут объяснение большие запасы бора в месторождениях Ауэрбаховского узла (устное сообщение А. Е. Лисицына, ВИМС), элемента характерного для осадочных бассейнов. Осадочные руды подверглись скарнированию и регенерации при внедрении интрузива, комагматичного андезитовой формации.

Из скарновых месторождений наиболее золотоносными являются медно-магнетит-

скарновые (Песчанская группа и месторождения северной части рудного узла). По данным В. А. Гладковского, существует прямая корреляционная зависимость содержаний золота и меди в рудах. Эта же тенденция отмечается в латеральной смене руд на одном месторождении. Так, на Воронцовском месторождении к западу от Ауэрбаховского интрузивного массива имеет место латеральная смена пластовых скарново-магнетитовых тел пирит-магнетитовыми (с халькопиритом), залегающими между верхней частью известняков фроловской толщи и перекрывающими вулканотерригенными породами башмаковской толщи. Ещё западнее расположены золото-сульфидные руды, которые, несмотря на свой прожилково-вкрапленный характер, тяготеют к стратиграфическому уровню границы упомянутых толщ. Такая позиция руд может трактоваться по-разному. В том числе она может быть следствием первичного обогащения отмеченного стратиграфического интервала в синвулканический этап развития структуры благодаря осадочному или вулканогенно-осадочному рудоотложению, который мог непосредственно сменяться экзогенным («ролловым») перераспределением рудного вещества. Этот вывод согласуется со стратиграфической близостью упомянутых типов руд.

Таким образом, на Воронцовском месторождении могло иметь место сочетание двух процессов: первого, обусловившего седиментогенное обогащение золотом верха фроловской и низа башмаковской толщ; второго, определившего метаморфогенное перераспределение ранних концентраций золота и дополнительное обогащение новыми порциями. На возможность такого сочетания может указывать наличие на месторождении, с одной стороны, тонкозернистых сульфидов с тонким золотом, с другой – крупнокристаллических сульфидов в ассоциации с крупными кристаллами карбоната и кварца, образованных за счёт регенерации более древних руд.

В заключение рассмотрения значения систем IV порядка в минерагении подчеркнём, что их главная роль состоит в зарождении мантийных и мантийно-коровых магматических очагов, обеспечивающих образование рудно-магматических систем. Развитие последних приводит к возникновению магматогенных фракталов более высоких (V и VI) порядков.

К особым случаям развития немагматогенных адвективных систем IV и более высокого порядков относятся, с одной стороны, подъём из мантии алмазоносных масс в платформенных условиях, заканчивающийся флюидолитным вулканизмом, с другой – адвекция разуплотнённых осадочных толщ в земной коре, сопровождаемая формированием нефтегазоносных антиклинальных структур и грязевым вулканизмом. Эти структуры подробно описаны в геологической литературе. В следующей главе рассмотрены их особенности в аспекте периодического повторения и структурной упорядоченности в пространстве.

ГЛАВА 8 ПЕРИОДИЧЕСКАЯ УПОРЯДОЧЕННОСТЬ РАЗМЕЩЕНИЯ ТЕКТОНИЧЕСКИХ И МИНЕРАГЕНИЧЕСКИХ СИСТЕМ

8.1. ОБЩИЕ ФИЗИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ ПЕРИОДИЧЕСКОЙ ПРОСТРАНСТВЕННОЙ УПОРЯДОЧЕННОСТИ

Периодическая упорядоченность размещения тектонических и минерагенических систем, несмотря на её явные частные выражения, не получила широкого освещения в геологии и практического применения. С одной стороны, это происходит из-за того, что требуется учёт многих факторов, определяющих и осложняющих периодичность, а с другой – то, что большой круг исследователей при анализе тектоники опирается главным образом на основы структурной геологии, не используя тектонофизические закономерности.

Прежде чем рассматривать упорядоченность размещения систем, необходимо установить, с каким типом систем имеем дело и насколько они являются целостными. Соотношение металлогенических таксонов, соответствующих геодинамическим и тектоническим системам и выделяемых по геолого-прагматическим принципам, отражено в табл. 8.1.

Упорядоченность неорганичных систем зависит от принципов, положенных исследователем в объединение предметов, подразумевающих лишь парагенетические (рождённые около) отношения, без учёта их естественных генетических связей. В отличие от этого органичные системы проявляют свои свойства внутри себя и во взаимодействии с внешней средой, детерминированные их генетикой. По этой причине закономерную периодичность систем следует ожидать для целостных органичных систем. Для таких систем, как рудный район или рудное поле, в выделении которых преобладает прагматический, а не генетический принцип, трудно ожидать закономерную периодичность, хотя они и чередуются в более крупном минерагеническом таксоне. Рудное поле, как правило, является лишь частью органичной системы (РМС), т. е. не удовлетворяет принципу целостности для условий анализа периодичности. И наконец, очень важно не выходить за рамки масштабов анализируемых систем, не искать среднее расстояние между разнородными системами. В реальной геологии нельзя при анализе периодичности ставить крупные кальдерные вулканы в один ряд с частными экструзивами, присутствующими на смежном крупном вулкане. Важнейшее свойство органичных тектонических и минерагенических систем – их повторение в пространстве через определённое расстояние (шаг). Это обусловлено волновой природой зарождения и дальнейшего развития адвекции. На развитие адвекции главное влияние оказывают гравитационная неустойчивость, а также транстенсия, в которых движущим фактором служит архимедова сила.

Роль гравитационной неустойчивости охарактеризована в главе 3, посвящённой конвекции. Отметим её главные свойства, приводящие к периодичности систем.

Учитывая то, что горные породы при медленных пластических деформациях ведут себя подобно ньютоновским жидкостям (вязкость которых не зависит от напряжений), уместно напомнить важное положение, отмеченное Л. Д. Ландау и Е. М. Лифшицем по поводу конвекции: «Возникающее конвективное движение имеет своеобразный характер. Уже в силу неограниченности пространства в горизонтальном направлении очевидно, что движение должно обладать периодичностью в горизонтальной плоскости. Другими словами, всё пространство между граничными плоскостями можно представить себе разделённым на оди-

Табл. 8.1. Соотношение металлогенических таксонов, соответствующих геодинамическим и тектоническим системам разных рангов и выделяемых по геолого-прагматическим принципам*

Таксоны, выделяемые по соответствию порядкам геодинамических и тектонических систем				Таксоны, выделяемые по геолого-прагматическим принципам			Примеры
Порядок систем	Основной таксон, по площади соответствующий ячеистому диапиру того же порядка	Линейный таксон как часть основного	Линейный таксон, объединяющий простирания основных таксонов более высокого порядка	Территории без интенсивно выраженной линейности	Линейно вытянутые территории: В меру узкие	Линейно вытянутые территории: Весьма узкие по структуре или за счёт стратиграфического ограничения при крутом падении	
I	Планетарная металлогеническая провинция (ПМПр) 1 : 50 000 000 1 : 10 000 000			ПМПр 1 : 50 000 000			$I_{2,5}$ ПМПр Тихого океана
		Планетарный металлогенический пояс (ПМП) по длине	ПМП по длине	1 : 10 000 000	ПМП 1 : 50 000 000		I_3 ПМП Срединно-Атлантического хребта
		по ширине	по ширине				I_4 Средиземноморский ПМП
II	Металлогеническая провинция (МПр) 1 : 5 000 000 1 : 1 000 000			МПр 1 : 2 500 000	1 : 10 000 000		$II_{2,5}$ Казахстанская МПр
		Металлогенический пояс (субпровинция – серия структурно-металлогенических зон)		1 : 1 000 000	Металлогенический пояс (МП) 1 : 2 500 000 1 : 500 000		II_6 Уральский МП
		по длине		Металлогеническая область (МО) 1 : 500 000	Металлогеническая субпровинция МСПр (МО)		$II_{3,6}$ Чингиз-Тарбагатайская МСПр, II_6 Центрально-Уральская МСПр
III	Суперрайон (СР) 1 : 500 000 1:100 000	по ширине		1 : 200 000	Структурно-металлогеническая зона (СМЗ) 1 : 500 000 1 : 100 000		III_2 Гайско-Подольский СР, III_2 Верхнеуральско-Учалинский СР
					Рудный район 1 : 200 000 1 : 50 000	Металлогеническая зона (МЗ) 1 : 500 000 1 : 50 000	
IV	Магматогенно-рудный узел (МРУ) 1 : 50 000 1:10 000	Рудная зона		Рудный узел (РУ) 1 : 200 000 1 : 25 000			IV_2 Кытлымский МРУ, IV_2 Межозёрный МРУ, IV_2 Орловский МРУ, IV_3 Дегтярская РЗ, $IV_{3,5-6}$ Золотушинское РП
		Рудное поле (РП)		Рудное поле 1 : 50 000 1 : 10 000		Рудная зона 1 : 50 000 1 : 10 000	
V	Месторождение 1 : 5000 1 : 1000			Месторождение 1 : 10 000–1 : 5000 1 : 2 000–1 : 1000			V_2 Николаевское V_2 Ново-Золотушинское V_2 Узельгинское

* Масштабы изучения таксонов: вверху – при их выделении, внизу – при оценке.

наковые призмы, в каждой из которых жидкость движется одинаковым образом. Контуры сечений этих призм образуют в ней некоторую двухмерную решётку. Теоретическое определение симметрии этой решётки весьма затруднительно, экспериментальные же данные свидетельствуют о гексагональной симметрии с ячейками в виде шестигранных призм, в середине которых жидкость движется вверх, а по краям – вниз (или наоборот)» [146]. Периодичность размещения адвективных (конвективных) ячей в связи с гравитационной неустойчивостью подтверждена многими тектонофизическими экспериментами. Два из них, наиболее наглядные для последующего анализа эволюционного развития геологических структур и их периодического повторения в пространстве, отражены на рис. 8.1.

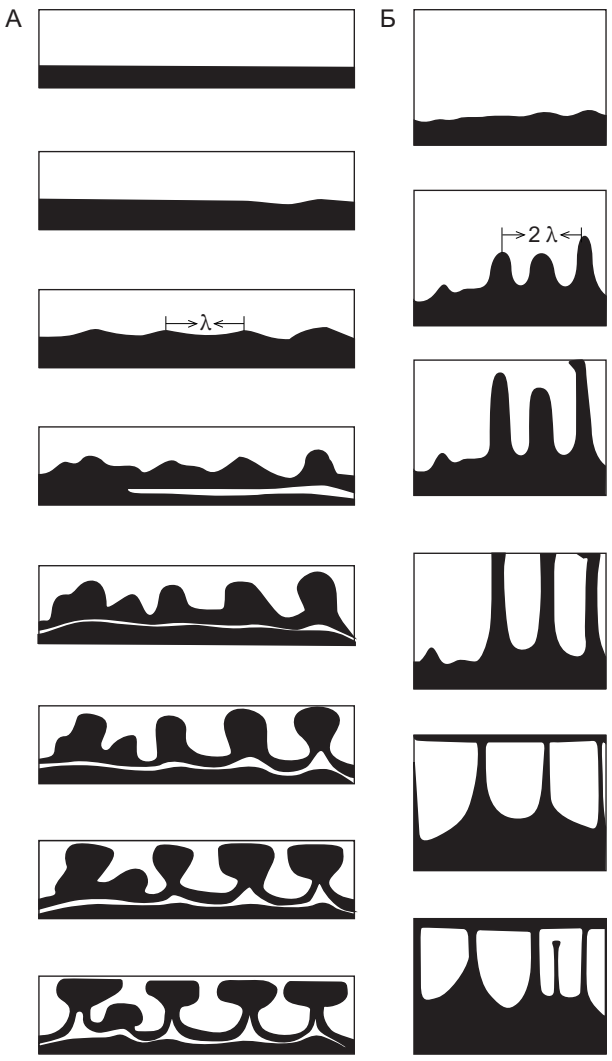


Рис. 8.1. Последовательность перемещения двух вязких сред разной плотности под действием силы тяжести; рост валообразного поднятия и развитие на нём адвективных куполов и колонн.

А – нефть под покрывающим слоем сиропа, по работе [208]; Б – битум под покрывающим слоем патоки, по работе [240]; λ – длина волны.

Причина такого явления и зависимости между упомянутыми параметрами охарактеризованы Х. Рамбергом [208]. Если слой вязкого вещества перекрыт слоем с большей плотностью, то на поверхности их соприкосновения возникают волнообразные короблення. При этом в зависимости от соотношений вязкостей, плотностей веществ нижнего и верхнего слоёв, их мощностей существует доминирующая длина волны, обеспечивающая наибыстрейший, по сравнению с волнами иной длины, рост купола на её гребне. Поэтому расстояния между поднимающимися колоннами выдерживаются относительно постоянными, равными длине этой волны. Соотношения отражены в табл. 8.2.

Несмотря на существенное преобразование структуры системы при последовательном развитии фаз конвекции, длина волны, присущая определённому размерному рангу системы, сохраняется, а если изменяется, то незначительно. Однако далеко не на каждой зарождающейся волне в дальнейшем развивается конвективная система. Поэтому расстояния между сходными по строению системами могут соответствовать двумтрём, а порой и более волнам. Разумеется, что такая картина может быть и по причине, если не выявлена в конкретной ситуации реально присутствующая конвективная система. Не учитывая волновую сущность начала процесса конвекции, а просто определяя средние расстояния между объектами, во многих случаях можно не уловить периодичность.

В фактор гравитационной неустойчивости, определяемый плотностью масс, могут вплетаться факторы градиента напряжения или давления, связанные с особенностями поля тектонических напряжений. Роль градиента напряжений в

Табл. 8.2. Соотношения мощностей, вязкостей толщ в иерархическом ряду конвективных систем и шага между ними

Размерный порядок	Структурный элемент Земли (его тип)	Природа конвективной (адвективной) ячеи	Вязкость адвектирующего слоя, пуаз	Перекрывающий слой	Предполагаемая вязкость перекрывающего слоя на контакте с адвектирующим слоем, пуаз	Размер (диаметр) поднятия или ячеи, км	Шаг между центрами ячей, км	Мощность поднимающегося слоя, км
I	Океан (глобальный)	Тепловой конвективный поток в жидком ядре Земли		Мантия	10^{25}		До 11,5 тыс. км при четырёх ячеях	
II	Окраинное море, сводо-глыбовая область на континенте (провинциальный)	Адвекция астеносферы	10^{20}–10^{21}	Литосфера	10^{22}	1–2 тыс. км	1–2 тыс. км	200–300
III	Глубоководная котловина окраинного моря, поперечный сектор геосинклинали (региональный)	Адвекция верхней части астеносферы	10^{17}–10^{18}	Разогретая литосфера	10^{19}–10^{20}	50–150	200–350	30–60
IV	Первичный мантийно-коровый магматический очаг и надочаговая область (очаговый)	Адвекция субсолидусных магм и гипербазитового рестита	10^{14}–10^{15}	Разогретая земная кора	10^{16}–10^{17}	10–30	30	2–10
V	Камера магматического очага и связанный с ней шток или экструзив (камерный)	Адвекция разуплотнённых выплавок в коровом базитовом очаге	10^{11}–10^{12}	Разогретая трещиноватая земная кора	10^{13}–10^{17}	0,5–3,5	1–3,5*	0,2–1
VI	Мелкий магматический шток-апофиза (апофизный)	Адвекция флюидонасыщенных магм апикальных частей камер	10^{8}–10^{9}	То же	10^{13}–10^{17}	0,1–0,3	0,3*	0,02–0,1

* Может существенно искажаться при наличии разрывов в породах кровли.

создании периодически чередующихся областей выжимания и нагнетания метаморфических толщ отмечалась автором ранее [17]. Давление при этом может оставаться одинаковым (в пространстве изменяются лишь соотношения между σ_1 и σ_3 при постоянстве их суммы). В целом такая ситуация не приводит к адвекции, в отличие от градиента давления. Наиболее отчётливо градиент давления проявляется в связи с транстенсией (см. гл. 3).

Самостоятельную проблему представляет то, что в структуре геологических систем в общем случае сложно определить позицию их центров, соответствующих экстремальным значениям каждой волны. С меньшими трудностями периодичность устанавливается, когда анализируются конкретные тела с более-менее выраженными границами, т. е. для систем V и IV рангов. При этом нельзя без учёта геологической структуры вулканогенно-рудного узла использовать один лишь барицентрический принцип скопления множества рудных проявлений. Скопление может занимать эксцентричную позицию по отношению к рудно-магматической системе.

Труднее выявить наличие периодичности систем III ранга, имеющих лишь условные границы, объединяя наибольшие скопления месторождений и контролирующих их магматических проявлений. За пределами экстремальных значений распространения месторождений локализуются те же их типы, но в меньшем количестве. Периодичность систем III ранга автором этих строк была сначала предсказана на основе уравнений подобия, а потом исследована по особенностям размещения крупных кластеров месторождений разных типов на Урале [31]. Из-за сравнительно малой разработанности проблем периодичности систем III ранга и сложности определения позиции экстремальных значений амплитуд адвективных волн их характеристика помещена в конце главы, вопреки принятому принципу анализа «от общего к частному». Периодичность систем III ранга может быть представлена как групповые солитоны систем IV ранга.

Упомянутые сложности не должны быть причиной игнорирования периодичности минерагенических систем в качестве критерия их прогноза. К сожалению, этот критерий даже не рассматривается в методической литературе по прогнозу, несмотря на то что периодичность геологических структур и рудных образований в пространстве обнаружена давно. Для этого имеются теоретические и экспериментальные тектонофизические разработки, подтверждающие реальную геологическую сущность периодичности.

Вероятно, одним из первых, кто обратил внимание на периодичность размещения вулканов, был У. Грин [152, 302]. В его книге «Следы расплавленного земного шара», изданной впервые в Лондоне в 1875 г., отмечается, что вулканические центры на Гавайских островах располагаются через 20 англ. миль (≈ 32 км). Это связывалось с закономерным сочетанием пересекающихся трёх систем трещин на расстояниях, соответствующих толщине земной коры. Идея о приуроченности многих структур Земли (вулканов, интрузивов, эндогенных месторождений) к узлам пересечения разломов и трещин высказывалась позже очень многими. Периодическим повторением этого явления в пространстве стали потом теоретические обоснования А. В. Пэка, М. В. Гзовского о наличии определённых расстояний между трещинами в зависимости от свойств пород и условий деформации.

Иной подход к вопросу пространственной периодичности связан с проблемой волновых явлений в Земле, сопровождающих гравитационную дифференциацию. По-видимому, основоположником этого направления в тектонике надо признать замечательного голландского учёного Р. ван Беммелена [289]. Им выделены разномасштабные геоундации (волны Земли), берущие начало на разных глубинных уровнях, которые вызывают поднятия и опускания, а также определяют гравитационный тектогенез. Однако вопросы периодической повторяемости структур Р. ван Беммеленом не освещались. Очень большая роль в развитии теоретиче-

ской и экспериментальной геофизики адвективных структур земной коры принадлежит известному шведскому геофизику Хансу Рамбергу [208, 209]. Была показана зависимость длины волны (расстояние между диапирами) от соотношений мощностей питающего и перекрывающего слоёв, вязкости и плотностей их веществ. Опираясь на теоретические и экспериментальные разработки Х. Рамберга, А. С. Федотов [253] рассмотрел условия подъёма глубинных магм к вулканам и, в частности, отметил, что среднее расстояние между крупными кальдерными вулканами Камчатки равно 29 км. Одновременно А. Н. Барышевым [18, 35] было показано, что расстояния между соседними колчеданоносными вулканогенно-рудными узлами в разных вулканических поясах составляют около 30 км. Было возрождено понятие «колчеданный шаг», но в ином объёме, отличном от того, которое использовал в начале 20-го века А. Стикни применительно к расстоянию между колчеданными месторождениями на Урале [328].

Вопрос о периодичности алмазононосных систем поднимался автором этих строк неоднократно [28, 29]. А. М. Сычёвой-Михайловой [240] проведены эксперименты с использованием эквивалентных материалов для подтверждения условий диапиризма при образовании соляных поднятий (куполов) (см. рис. 8.1, Б). Морфология поднятий оказалась практически полностью подобной кимберлитовым трубкам, а периодичность куполов позволяет аналогичным образом рассматривать причины периодичности размещения трубок.

Точно так же морфология куполов и их периодичность, полученные Х. Рамбергом на образцах из нефти под покрывающим слоем сиропа, оказались очень сходными с морфологией Кытлымского массива (см. рис. 7.6, 8.1, А) и участием его в цепочке массивов Платиноносного пояса Урала. Это заставляет внимательно отнестись к адвективной природе массивов и их пространственной периодичности. Именно крупные геологические структуры, сопряжённые с зарождением базитовых магматических очагов, когда происходит наиболее резкое и относительно быстрое изменение вязкости вещества, но ещё не столь большое, чтобы масса стала интенсивно проникать в разломы, наиболее чётко проявляют свою волновую периодичность в пространстве. К этому же следует добавить, что широко распространённое мнение о том, что размещение вулканов контролируется пересечением крупных разломов, было обоснованно поставлено под сомнение А. Е. Святловским [221]. Он показал, что вулканы находятся в стороне от разломов, не наследуя их. Учитывая всё изложенное, очаговые структуры, с которыми связаны минерагенические системы IV порядка (магматогенно-рудные узлы), далее рассматриваются в первую очередь.

8.2. ПЕРИОДИЧНОСТЬ МАГМАТОГЕННО-РУДНЫХ СИСТЕМ IV РАЗМЕРНОГО ПОРЯДКА

Среди систем IV размерного порядка, как показано в главе 7, выделяются вулканические, плутонические и вулкано-плутонические системы, которые вместе с определяемыми ими месторождениями именуются магматогенно-рудными узлами. Исследованию их пространственной периодичности легче всего поддаются вулканогенные магматогенно-рудные узлы, аналоги которых можно изучать по особенностям современных вулканов. Исследование периодичности вулкано-плутонических и плутонических узлов затруднено рядом обстоятельств. Сами очаги, питающие вулканы, как правило, недоступны для наблюдения из-за их глубины или по причине того, что вулканические структуры оторваны от них и тектонически смещены по латерали. Поэтому приходится анализировать латеральную позицию центров вулканогенно-рудных узлов исходя из описанной зональной структуры последних. Очаги, представляющие крупные самостоятельные плутоны, часто не имеют ярко выраженной зональности, которая позволяет чётко наметить их центры для использования волнового шага пространственной периодичности.

Генетическая сущность узлов охарактеризована в главе 7. Их пространственная периодичность наиболее ясно проявлена и изучена на примере колчеданоносных систем. Узловое распределение колчеданных месторождений и периодичность узлов отчётливо проявлены в субпровинции Рудного Алтая (рис. 8.2).

Распространено мнение, что локализация рудных узлов обусловлена участками пересечения разломов, параллельных вытянутости структурно-металлогенических зон, с разломами, имеющими к ним диагональное или поперечное простирание. В качестве примера приводился Рудный Алтай. Несмотря на то что близширотные (диагональные) зоны разломов здесь попадают на рудные узлы, связь рудообразования с этими нарушениями представляется иллюзорной, так как нет параллельных им ни поясов даек, ни метасоматитов, одновозрастных с колчеданным оруденением. Поэтому есть основание искать иные причины размещения и регулярной повторяемости узлов.

Рис. 8.2. Узловое размещение месторождений колчеданоносного семейства на Рудном Алтае.

1 – додевонское основание вулканических поясов; *2* – нерасчленённые осадочные формации. Вулканогенные и вулканогенно-осадочные формации девона: *3* – базальт-риолитовая, *4* – андезидацитовая, *5* – андезибазальтовая; *6* – группа гранитоидных формаций от среднего палеозоя до перми; *7* – позднепалеозойские калиевые граниты; *8* – тектонические разрывы; *9* – ориентировочные контуры вулканогенно-рудных узлов (*а* – установленных, *б* – прогнозируемых погребённых); *10* – размеры месторождений (*а* – значительные, *б* – незначительные). Месторождения колчеданного семейства: *11* – барит-полиметаллические, *12* – полиметаллические, *13* – переходные к колчеданно-полиметаллическим, *14* – колчеданно-полиметаллические, *15* – медноколчеданные; *16* – скарново-полиметаллические рудопроявления. Орл – Орловский вулканогенно-рудный узел.

Естественно, что закономерности размещения вулканогенно-рудных узлов надо связывать с условиями образования и размещения питающих их магматических очагов. В основе этого лежит декомпрессия нагретых на глубине мантийно-коровых масс при адвекции разуплотнённой астеносферы. Вещество в субсолидусном состоянии всплывает в виде ячей, зарождающихся в обстановке гравитационной неустойчивости по волновому закону с определённой длиной волны, а потому периодически повторяющихся в пространстве [28, 33]. В реальной геологической обстановке существуют случаи, когда не на каждой волне развивается магматический очаг.

Расстояния между колчеданоносными вулканогенно-рудными узлами (КВРУ) необходимо измерять с соблюдением следующих требований. Во-первых, по возможности измерять расстояния между базальтоидными центрами (где мощность базальтов максимальна), а там, где максимумы вытянуты, определять центр по пересечению радиальных синвулканических разломов. Во-вторых, контролировать правильность определения центра узла характером зональности месторождений, присущей узлам данной территории. В-третьих, расстояния измерять только вдоль простирания структурно-формационных зон и между относительно одновозрастными вулканическими аппаратами. В-четвёртых, при значительных сдвиговых перемещениях предварительно проводить палеотектонические реконструкции. В-пятых, не проводить измерений между узлами в толщах, претерпевших интенсивный динамометаморфизм и вследствие этого расплющенных и перемещённых.

Измерение расстояний между центрами КВРУ показывает, что они в разных типах вулканических поясов практически одинаковы и составляют около 30 км или кратны этой величине (рис. 8.3). Это свидетельствует о том, что размещение магматических очагов, над которыми развиваются КВРУ, определяется подъёмом масс в субсолидусном состоянии, из которых выплавляются магмы в обстановке плотностной инверсии.

Сходная периодичность между крупными вулканами проявляется в различных частях Земли в разных обстановках. На отдельных океанических хребтах (поднятиях), например Галапагосском, расстояния между соседними вулканами составляют (в км): Феркудина – 62 – Санто-Томас – 87 – Санта Мария; Вулф – 21 – Дарвин – 28 – Альседо – 120 – Санта Мария; Серро-Асуль – 32 – Санто-Томас; Сан-Сальвадор – 62 – Санта Крус – 35 – Санта Фе – 60 – Сан-Кристобаль (сумма кратна 30,3 км).

На Гавайском внутриплитном поднятии аналогичные расстояния следующие (в км): центр кальдеры Килауэа – 30 – Мауна-Лоа – 28 – Хуалайлай; Мауна-Лоа – 30 – Мауна-Кеа – 27 – Кохала – 66 – Халекало – 26 – Ваилуку – 26 – Камакоу; Каала-Уаианаэ – 26 –

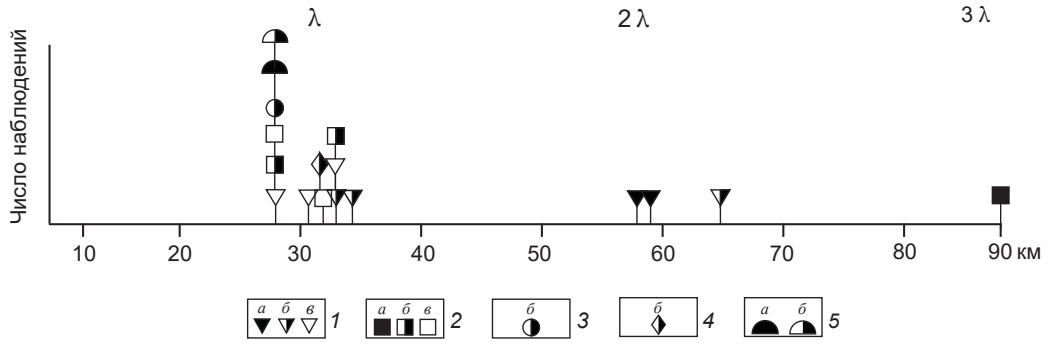


Рис. 8.3. Расстояния между центрами колчеданоносных вулканогенно-рудных узлов.
1 – Южный Урал; *2* – Рудный Алтай; *3* – Большой Кавказ; *4* – Чингиз; *5* – Юго-Западный Гиссар. Расстояния: *а* – между узлами с фиксированными центрами, *б* – между узлом и фрагментом другого узла, *в* – между фрагментами узлов, в которых центры чётко не фиксированы.

Даймонд-Хэд. От вулкана Кахаулави к северо-западу вулканы расположены через 30 и 33 км (сумма кратна 29,3 км).

На внутриплитном архипелаге Зелёного Мыса расстояния между вулканами следующие (в км): Брава – 30 – Фогу – 60 – кальдера Антония – 30 – Маю (группа Подветренных островов) (сумма кратна 30 км); Топиди-Кора (Санту-Антуан) – 27 – Сан-Висенти – 20 – Санта-Луизиа – 35 – Сан-Николау – 120 – Броавишта (группа Наветренных островов (сумма кратна 29 км).

Канарские острова: Ла-Кальдера – 50 – Гомера – 30 – Пико-де-Тейде – 60 – Поко-делас-Ньевес (сумма кратна 28 км); Маскаренские острова: Питон-де-Неж – 30 – Фурнез; Флиндере – 39 – Питон – 28 – Питер-Бот (сумма кратна 32,3 км). Измерения сделаны по картам из работы [3].

Отмеченная универсальность расстояний между вулканами в разных океанических областях свидетельствует об иллюзорности концепции Дж. Вильсона и Дж. Моргана относительно единой постоянной горячей точки (hot spot – горячее пятно), определяющей развитие серии вулканов Гавайского и Императорского хребтов при движении Тихоокеанской плиты сначала в интервале 78–42 млн лет в близмеридиональном (аз. 355°) направлении, а потом при резкой смене на 55° (!) в западно-северо-западном (аз. 300°). Такие же расстояния на острове Гавайи наблюдаются и в другом направлении: между вулканами Хулалаи – Мауна-Кеа, Килауэа – Мауна-Лоа. То есть расстояние не определяется передвижением плиты. Наиболее вероятные причины последовательного омоложения вулканов по простиранию хребтов – разные скорость роста и время зарождения адвективных ячеистых поднятий на мантийном валу. Подобное явление можно видеть на экспериментальной тектонофизической модели Х. Рамберга по всплытию куполов (см. рис. 8.1, А). Прямолинейность хребтов с вулканами и интрузивами базальтоидов в значительной мере определяется сдвиговыми деформациями, при которых в обстановках pull-apart выплавляются основные магмы, в том числе с повышенной щёлочностью. Более того, морфология экспериментальных куполов, как уже упоминалось, очень похожа на морфологию Кытлымского массива Платиноносного пояса Урала. В основании многих массивов Платиноносного пояса (в современной структуре на западе) фиксируются тела дунитов. Некоторые массивы вскрыты таким образом, что их центральные части трудно определить на основе зональности состава. Вместе с тем в поясе имеется протяжённый Нижне-Тагильский массив, на западе которого (т. е. первоначально внизу) присутствуют тела дунитов и пироксенитов, чередующиеся с шагом около 30 км. Это даёт основание сделать вывод о том, что Нижне-Тагильский массив представляет собой слияние трёх плутоногенных магматогенно-рудных узлов. К системе полностью слившихся узлов может относиться Великая Дайка на востоке Африки. По мнению А. Вильсона и М. Прендергарста, она слагается серией лополитов [335].

Закономерности геологической структуры и периодическое размещение МРУ служат существенным доводом для использования их в качестве прогнозно-металлогенических систем. Магматогенно-рудный узел является первой, т. е. низшего порядка, детерминированной рудно-магматической системой, когда при прогнозно-металлогенических исследованиях можно переходить от линейного принципа объединения сходных по составу образований (формационный критерий выделения металлогенических зон, рудных районов) на узловой (рудные узлы и их фрагменты – рудные поля, а далее – месторождения). Вместе с тем следует помнить, что обоснованное выделение конкретного МРУ требует учёта большего числа факторов, чем формальное объединение сходных ассоциаций пород в единую геологическую формацию и выделение фрагмента формации в качестве аналога рудного района. Кроме того, МРУ часто не сохраняются полностью и бывают представлены лишь своими фрагментами – рудными полями.

8.3. ПЕРИОДИЧНОСТЬ АДВЕКТИВНЫХ СИСТЕМ V РАЗМЕРНОГО ПОРЯДКА

Периодичность, обусловленная волновым зарождением адвекции, в ассоциациях магматических систем V порядка проявляется достаточно редко. Причина в том, что при плавлении магм, особенно основного состава, быстро уменьшается их вязкость и после адвективных систем IV порядка они внедряются преимущественно по разломам, образуя дайки. В отличие от них, кремнекислые магмы в целом обладают, как правило, намного большей вязкостью. Вязкость кремнекислых лав имеет значения около 10^9–10^{12}, т. е. на 6–9 порядков больше, чем у базальтов – около 10^3 пуаз [152]. Именно по этой причине в природе встречаются многочисленные дайки основного состава и весьма мало кремнекислых. Указанные соотношения не относятся к флюидолитам, вязкость которых зависит от содержания газово-жидких флюидов при наличии обломков с высокой вязкостью. В крупных вулканах, в которых сочетаются лавы основного и кислого составов, базальты над очагами редко образуют штоки, представлены дайками и потоками, а кислые магматиты – преимущественно экструзивами, корни которых чаще всего имеют относительно изометричное сечение, реже в виде даек, а купольная часть – ограниченное распространение по латерали по сравнению с потоками лав. Флюидонасыщенность лав снижает их вязкость, но не меняет принципиальное отмеченное различие. Исключением являются магмообразные пирокластические (игнимбритоподобные) потоки кремнекислых пород. Всё это побуждает обратить внимание на то, что базальтоидные массы при существенном уменьшении вязкости относительно вмещающей среды в малых системах практически теряют периодичность, присущую системам IV порядка, переходя в дайки. Если же малые по размеру (поперечником в сотни метров до километра) системы, представленные основными или ультраосновными породами, при адвекции ведут себя не как дайки, а подобно трубкам кимберлитов и периодически повторяются в пространстве, то можно предположить, что мы имеем дело не с магматическим состоянием кимберлитов, что вязкость их достаточно большая, не характерная для основных или ультраосновных расплавов, тем более флюидонасыщенных.

Всё это побуждает дополнительно заострить внимание на тех условиях, в которых осуществляется адвекция с периодичностью, присущей системам V порядка, их фазовом состоянии и геологической сущности. При этом намечаются разные состояния эндогенных масс: явное магматическое (кремнекислые экструзивы), флюидолитическое диспергированное (кимберлиты). Кроме этого, периодичностью как результатом адвекции стратиграфических толщ обладают соленосные диапиры, антиклинальные поднятия разуплотнённых нефтеносных толщ, которые выходят за рамки наших исследований, но интересны с точки зрения сопоставления с эндогенными условиями.

Прежде всего рассмотрим условия адвекции кремнекислых магм, свойства и параметры их систем V размерного порядка, при которых возникают экструзивы и может проявиться периодичность в их пространственном размещении.

8.3.1. Экструзивные купола в колчеданоносных вулканогенно-рудных узлах и их параметры при адвекции, определяющие пространственную периодичность

Экструзивные купола формируются из кремнекислых выплавок и дифференциатов, накапливающихся в апикальных частях базальтоидных очагов. Их извержения во многом определяются синвулканическими разломами при кальдерных просадках. Просадки, как показано в разделе 7.3.2, разделяют верхнюю часть магматического очага на камеры. Кремнекислые магмы скапливаются в камерах, имеющих гипсоме-

трически наиболее высокую кровлю (см. рис. 7.2). Отличие строения узлов в риолитоидных и базальтоидных поясах не изменяет этот принцип [21]. Кремнекислые магмы, особенно флюидонасыщенные, обладают меньшей плотностью по сравнению с породами кровли очага и поэтому, находясь в гравитационно неустойчивом положении, извергаются в виде экструзий. В большинстве случаев кальдерные разломы определяют позицию корней экструзивов. Несмотря на это, в отдельных вулканогенно-рудных узлах наблюдается регулярная повторяемость корней экструзивов в пространстве. Это свидетельствует о том, что вверху магматического очага за счёт гравитационной неустойчивости происходит зарождение адвективных ячеек по волновому закону перед тем, как начинаются экструзии кремнекислых магм через разломы. Так, в Межозёрном вулканогенно-рудном узле на Южном Урале выдерживаются средние (около 3,2 км) расстояния между корнями экструзивов как для первого поколения изверженных магм кислого состава, так и для второго (рис. 8.4). Колчеданные месторождения локализуются вблизи кальдерных разломов в приэкструзивных депрессиях. То есть порядок размера экструзивов сопоставим с порядком размера месторождения, что должно учитываться при сопоставлении систем, выделяемым по разным принципам (в данном случае по генетическому и прагматическому).

Вязкость магм и временна́я длительность формирования колчеданоносных кремнекислых экструзивов прямыми методами не определены. Однако порядок вязкости и времени может быть оценён двумя независимыми косвенными методами. Первый метод – сравнение с тектонофизическими моделями (табл. 8.3), второй – по порядку размеров подобных куполов в ранжированном ряду (см. табл. 8.2).

При использовании первого метода необходимо из двух неизвестных параметров (вязкости и времени) один из них задать на основе определений параметров современных извержений. По данным В. И. Влодавца [76], при купольных извержениях лавы среднего и кислого составов в пределах температур 950–900 °С имеют вязкость 10^9–10^{10} пуаз. Очевидно, что это несколько заниженные значения по сравнению с более кислыми колчеданоносными экструзиями, так как лавы среднего состава менее вязкие, а при зарождении магм кислого состава они могли не достигать температур 900–950 °С. Более реальными представляются определения Х. Рамберга [208] по вязкости обсидиана при температурах 800 и 1000 °С соответственно 10^{11}–10^{10} пуаз. Сходные значения вязкости установлены во время извержения вулкана Трайдент на Аляске в 1953 г.: риолит при 800 °С – $1 \cdot 10^{12}$ пуаз, дацит – $6{,}9 \cdot 10^{10}$ пуаз [152]. Согласно табл. 8.2, вязкость куполов находится в интервале от 10^{11}–10^{12} до $4 \cdot 10^{13}$ пуаз.

Х. Рамбергом получены модели куполов путём центрифугирования образцов, состоящих из слоёв разной плотности. Модели оказались морфологически весьма схожими с экструзивными куполами Ново-Золотушинского и Николаевского колчеданных месторождений на Рудном Алтае [24, 47]. Это с учётом одних условий подобия позволяет рассчитать соотношение других параметров. Разрезы модельных и природных куполов приведены на рис. 8.5, а их параметры и условия моделирования – в табл. 8.3.

Задавшись указанными вязкостями обсидиана и данными табл. 8.3, была определена длительность формирования экструзивов по формуле $C_\eta = C_\rho \cdot C_g \cdot C_l \cdot C_t$ (3.5), где: C_η, C_ρ, C_g, C_l, C_t – множители подобия соответственно вязкости, плотности, ускорения силы тяжести, размеров, времени [81]. Полученное расчётное время при вязкости 10^{11}, 10^{12} и 10^{13} пуаз для куполов Ново-Золотушинского месторождения составляет соответственно около 2, 20 и 200 лет, для Николаевского – около 8 месяцев, 6 и 63 лет. Это время включает подъём магм к поверхности и купольные излияния. Можно ожидать, что время купольного излияния занимало относительно малый отрезок времени из-за снижения вязкости при возрастании объёма летучих компонентов в лавах, обусловленного снижением давления.

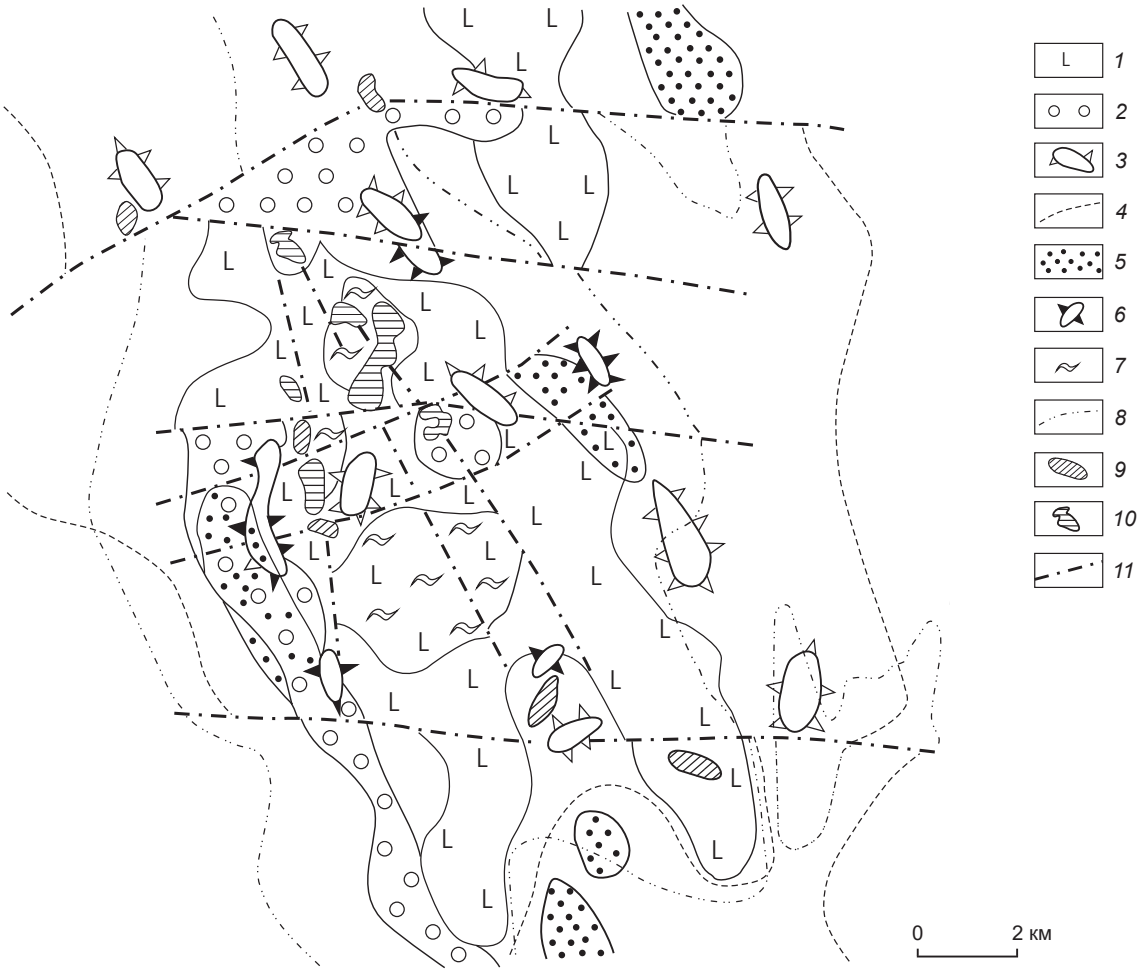


Рис. 8.4. Периодичность размещения экструзивных куполов и колчеданных месторождений в палеовулканической структуре Межозёрного вулканогенно-рудного узла (схема составлена по материалам Е. П. Ширая, В. С. Требухина, М. И. Швайковского).

1, 2 – нижний комплекс пород: *1* – базальты прижерловой фации, *2* – слабосортированные вулканотерригенные породы, состоящие из обломков риолитов и базальтов; *3–8* – верхний комплекс: *3* – прикорневые области экструзивов первого поколения базокварцевых и плагиоклаз-кварцевых риодацитовых порфиров (вертикальная мощность 300–800 м), *4* – граница распространения их купольных частей, *5* – кремнистые туффиты, тефроиды и вулканогенно-осадочные брекчии, сопровождающие купола первого поколения, *6* – прикорневые области экструзивов второго поколения крупнопорфировых кварц-плагиоклазовых риодацитов (вертикальная мощность 400–800 м), *7* – граница распространения их купольных частей, *8* – игнимбритовидные кварцевые порфиры, их пирокласты, разнообломочные туффиты; *9, 10* – колчеданные рудные тела: нижнего (*9*) и верхнего (*10*) уровней, соответствующих первому и второму поколениям куполов; *11* – тектонические разрывы.

Расчётное время не противоречит данным по современным экструзивным извержениям.

В процессе развития кремнекислых экструзивов до и после выхода купола на поверхность формируются приэкструзивные депрессии по механизму образования краевых синклиналей, описанному Х. Рамбергом [208]. В основе этого механизма лежит неравенство поддерживающего давления в областях глубинного оттока и подтока адвектирующего вещества. То есть в приэкструзивных депрессиях могут локализоваться вулканогенно-осадочные руды как до выходов купола на поверхность (Ново-Золотушинское месторождение), так и после (Николаевское месторождение).

Отмеченные выше условия зарождения экструзивов служат основанием для рассмотрения общих вопросов о вязкости масс,

Таблица 8.3. Свойства, параметры, подобие моделей и природных экструзивов

Свойства и параметры моделей и природных объектов	Модель 1, силиконовый купол (рис. 8.5, А, Б)	Экструзив Ново-Золотушинского месторождения	Множители подобия	Модель 2, силиконовый купол (рис. 8.5, Д)	Экструзив Николаевского месторождения	Множители подобия
Плотность ρ, г/см^3	1,12	2,5 – 2,7	$C_\rho = 0{,}5$	1,12	2,5–2,7	$C_\rho = 0{,}5$
Вязкость η, пуаз	$(2–2{,}5)\cdot 10^5$	10^{11}	(1) $C_\eta = 2\cdot 10^{-6}$	$(2–5)\cdot 10^5$	10^{11}	(1) $C_\eta = 2\cdot 10^{-6}$
		10^{12}	(2) $C_\eta = 2\cdot 10^{-7}$		10^{12}	(2) $C_\eta = 2\cdot 10^{-7}$
		10^{13}	(3) $C_\eta = 2\cdot 10^{-8}$		10^{13}	(3) $C_\eta = 2\cdot 10^{-8}$
Размеры, см:						
ширина купола	5	$2\cdot 10^5$	$C_l = 2\cdot 10^{-5}$	2,5	10^5	$C_l = 2\cdot 10^{-5}$
ширина корня	1,3	$6\cdot 10^4$	$C_l = 2\cdot 10^{-5}$			
Ускорение g (980 см/с^2)	$3\cdot 10^3$	1	$C_g = 3\cdot 10^3$	$2\cdot 10^3$	1	$C_g = 2\cdot 10^3$
Время t, с	$4\cdot 10^3$	$6\cdot 10^7$	(1) $C_t = 6{,}7\cdot 10^{-5}$	$2\cdot 10^3$	$2\cdot 10^7$	(1) $C_t = 10^{-4}$
		$6\cdot 10^8$	(2) $C_t = 6{,}7\cdot 10^{-6}$		$2\cdot 10^8$	(2) $C_t = 10^{-5}$
		$6\cdot 10^9$	(3) $C_t = 6{,}7\cdot 10^{-7}$		$2\cdot 10^9$	(3) $C_t = 10^{-6}$

обеспечивающих адвективные поднятия, чередующиеся через шаг в единицы километров. Это важно для дополнительного обоснования тектонофизических условий адвекции трубообразных тел, подобных не только корням экструзивов кремнекислых расплавов и пород, но и кимберлитов, лампроитов, карбонатитов. Принципиальным отличием волновой природы периодичности в размещении кустов кимберлитовых трубок от кремнекислых экструзивов является то, что первые зарождаются на адвективных валах практически твёрдой среды в обстановке транстенсии, а вторые – в верхних горизонтах магматических очагов в результате плотностной инверсии.

В фундаменте платформы и её чехле можно ожидать действие двух факторов, способствующих происхождению архимедовой силы: возрастание вертикальной мощности разуплотнённых слоёв в складчатой структуре или смыкающем крыле флексуры (подобно увеличению высоты поплавка); длительно действующую транстенсию, создающую градиент давления. Гравитационная и транстенсионная неустойчивость глубинной протокимберлитовой массы обеспечивает на её поверхности наличие волн, а далее – закономерную периодичность в размещении адвективных структур через определённый шаг. Так же, как и при конвекции, возрастание неустойчивости при достижении значений её критических чисел транстенсия будет вызывать сначала подъём алмазоносной среды в виде вала (на поверхности отразится как зона), а при большем значении – образование ячей на поверхности вала с дальнейшим подъёмом среды в виде куполов, являющихся основанием кустов трубок.

Разломы в большей степени являются лишь показателями поля напряжений при их образовании, чем путями движения кимберлитовой массы и их вместилищем. Разломы в такой ситуации возникают в конце процесса адвекции масс и имеют малую протяжённость из-за ограниченной

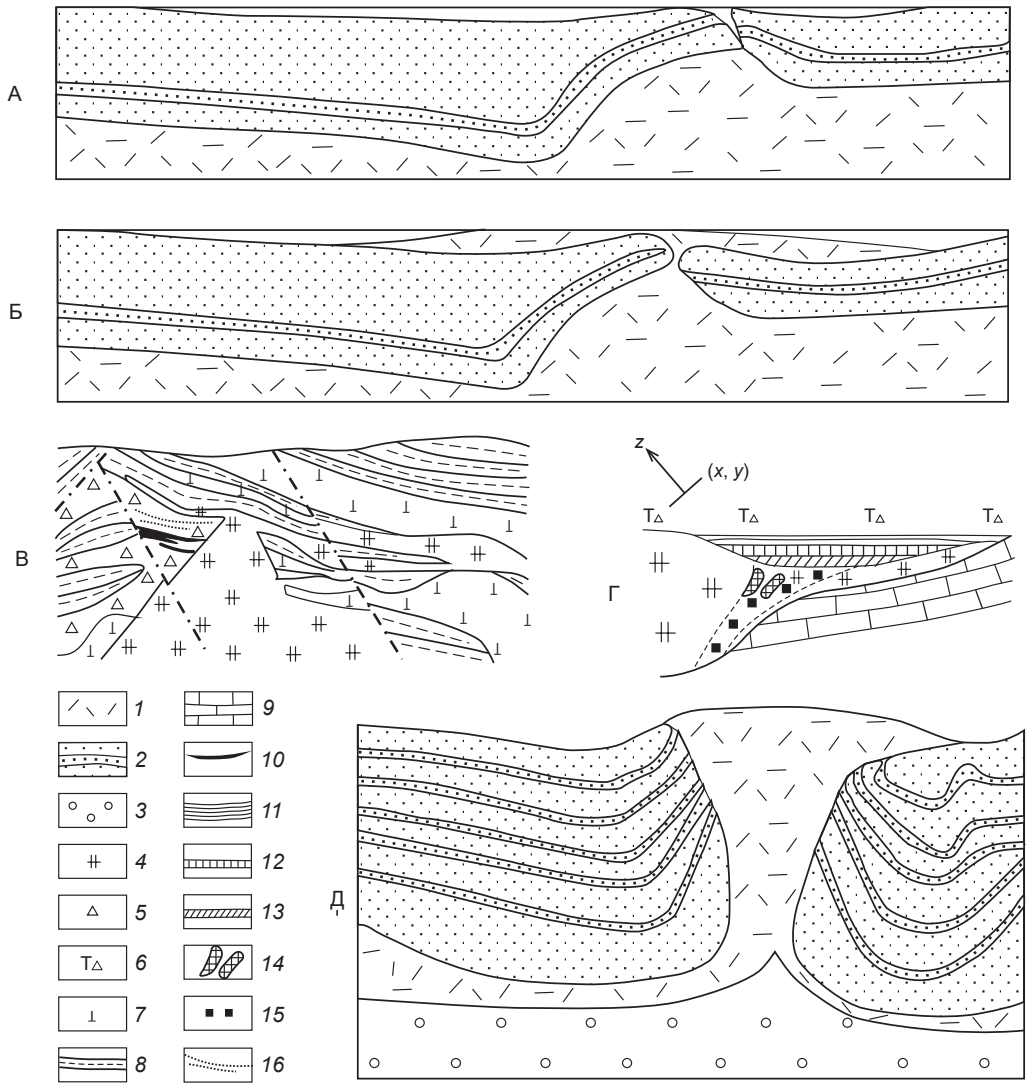


Рис. 8.5. Сопоставление модельных куполов и экструзивных куполов колчеданных месторождений: Ново-Золотушинского (В) и Николаевского (Г); А, Б – последовательные стадии развития модели 1; Д – модель 2; Г – палеореконструкционный разрез.

1–3 – эквивалентные материалы моделей: *1* – силикон, *2* – глина, *3* – замазка; *4–9* – породы: *4* – кварцевые риолитовые порфиры, *5* – вулканогенно-осадочные брекчии с обломками кварцевых риолитовых порфиров, *6* – грубообломочные туфы и вулканогенно-осадочные брекчии, *7* – туфопесчаники и туфы кислого состава, *8* – алевролиты, песчаники, аргиллиты, *9* – известковистые алевролиты; *10–14* – сплошные колчеданные руды: *10* – нерасчленённые, *11* – цинково-колчеданные, *12* – медно-цинковые, *13* – медноколчеданные, *14* – серноколчеданные; *15* – прожилково-вкрапленные сульфидные руды; *16* – рудокласты в обломочных породах. Оси современной системы координат: *z* – вертикальная, *x*, *y* – горизонтальные.

ширины зоны транстенсии. Если бы разломы при адвекции принимали большое участие, а кимберлиты, кроме того, представляли собой магмы с малой вязкостью, то по разломам осуществлялась бы дегазация магм и вслед за ней образовывались бы дайки. Всё произошло бы так, как с многочисленными базальтовыми дайками, сопутствующими кимберлитам, без взрыва дегазированной магмы, без образования присущей кимберлитам брекчиевой текстуры пород.

Крупные массы практически твёрдой алмазоносной среды в предшествии образования кустов и трубок поднимаются путём пластического течения, обеспечивая под-

готовительные условия для кимберлитового вулканизма. Эти массы создают структурную подложку для кустов и трубок на площадях, которые называют районом или алмазоносным полем. Зона транстенсии подобно конвективному валу при первом критическом числе Рэлея (соответственно, малой выталкивающей силе) способствует линейной структуре кимберлитового поля. Обоснование пространственной периодичности адвективных систем V порядка в виде кустов трубок кимберлитов приведено в главе 12.

8.4. ПЕРИОДИЧНОСТЬ АДВЕКТИВНЫХ СИСТЕМ III И II РАЗМЕРНЫХ ПОРЯДКОВ

В отличие от систем IV порядка, периодичность которых можно непосредственно наблюдать по размещению вулканов и иных конкретных тел, периодичность систем III порядка сначала была предсказана автором данных строк на основе анализа уравнения подобия систем, вытекающих из уравнения Рэлея [19, 28, 31]. В системах III порядка, зарождающихся при вязкости 10^{17}–10^{18} П в верхних слоях астеносферы по волновому закону, гравитационная неустойчивость приводит к формированию областей с наиболее благоприятными условиями для образования групп крупных рудогенерирующих магматических очагов над положительными фазами волн, т. е. к дифференциации металлогенических поясов и зон на металлогенические области с наибольшей продуктивностью и области менее продуктивные. Такое явление присуще как собственно магматогенным месторождениям цветных и благородных металлов, так и транспортировке вверх алмазоносной среды.

Был намечен шаг (длина волны) порядка 300 км. Проверка такого шага по всплескам концентрации значительных месторождений меди и золота сначала в трёх поперечных к Уралу полосах, а потом экстраполяция шага к северу и югу показали совпадение намеченных полос с другими продуктивными территориями (рис. 8.6). Эти территории, представляющие сближенные наиболее богатые рудные районы, было предложено называть суперрайонами. По своей сути они близки к понятию металлогенической области, но немного меньше по размеру и с повышенной продуктивностью [31]. Суперрайоны отражают некоторое увеличение возможности для адвекции, подобно тому, как периодически возрастает амплитуда морской волны, ставшей одной из основ написания И. Айвазовским картины «Девятый вал». Повышенная адвекция увеличивает возможность магмообразования и, соответственно, магматогенной минерагении.

Развитие магматизма в суперрайонах охватывает весьма большой интервал времени и приводит к образованию разных магматических формаций. Это в значительной мере определяется тем, что длительность одинаковых фаз адвекции возрастает на два порядка, т. е. в сто раз, при увеличении размера системы на один порядок. Поэтому в суперрайоны могут попадать магматические ассоциации и месторождения разных формаций. Конечно, это не исключает возможности анализа периодических «вспышек» проявления какого-либо одного полезного ископаемого, связанного с магматизмом или иным проявлением адвекции.

В отношении алмазоносных провинций данная идея периодичности позволяет наметить вдоль крупных линеаментов чередование суперрайонов через 300 км [29]. Суперрайоны в данном случае отражают лишь наиболее благоприятные условия для доставки вверх глубинных алмазоносных масс, не имея никакого отношения к условиям алмазообразования. Вне суперрайонов вероятность такой доставки понижена, но, разумеется, не ограничивает возможность доставки. Выявление и анализ периодичности систем III порядка в геодинамике и металлогении – в основном дело будущего.

Периодичность систем II порядка наиболее отчётливо выступает для наблюдения в виде чередования окраинных морей

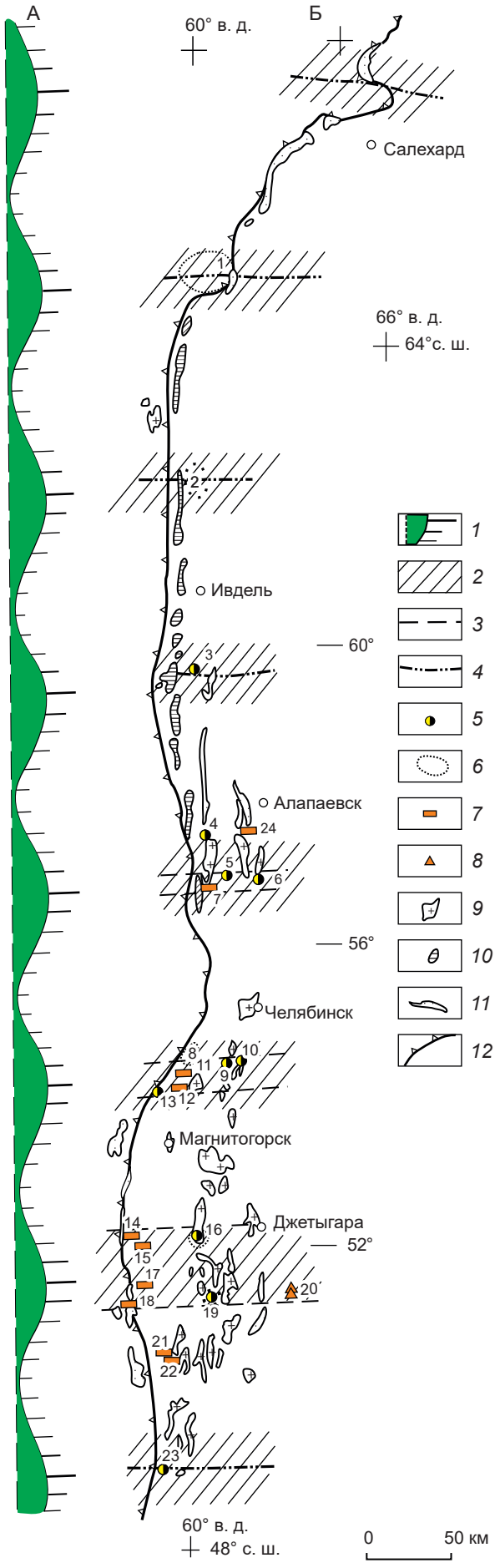


Рис. 8.6. Теоретическая периодичность астеносферных волн III размерного порядка и растущих на них адвективных ячей IV порядка (А). Позиция металлогенических суперрайонов с месторождениями цветных металлов и золота на Урале (Б).

1 – волновые осложнения III порядка и позиция адвективных ячей IV порядка; *2* – площади металлогенических суперрайонов, *3* – их наиболее продуктивные контуры, *4* – их центральные оси (линии); наиболее крупные месторождения: *5* – золоторудные, *6* – их группы и золотороссыпные районы, *7* – цинково-медноколчеданные, *8* – медно-порфировые; *9–11* крупные массивы интрузивных пород (показаны для привязки к геологическим контурам Урала): *9* – гранитоидные, *10* – дунит-клинопироксенит-габбровые, *11* – дунит-гарцбургитовые; *12* – Главный Уральский разлом (надвиг).

Золотороссыпные районы: 1 – Кожимский, 2 – Северо-Сосьвинский; месторождения: 3 – Воронцовское, 4 – Быньговское, 5 – Берёзовское, 6 – Гагарское, 7 – Дегтярское, 8 – Муртыкты, 9 – Светлинское, 10 – Кочкарское, 11 – Учалинское, 12 – Верхнеуральская группа (Узельга и др.), 13 – Миндяк, 14 – Юбилейное, 15 – Подольское, 16 – Айдырлинская группа, 17 – Гайское, 18 – Блявинское, 19 – Кумакская группа, 20 – Бенкала и Южная Бенкала, 21 – Приорское, 22 – 50 лет Октября, 23 – Юбилейное, 24 – Сафьяновское.

на западе Тихого океана. Подобного рода ячеи можно наметить и по особенностям геоморфологии на континентальной территории. Общим для них является наличие депрессии в центральной части и возвышенное обрамление по периферии. Современная геоморфология отражает их адвективную природу.

8.5. ПЕРИОДИЧНОСТЬ АДВЕКТИВНЫХ СИСТЕМ ОСАДОЧНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ

В отличие от систем, имеющих мантийное заложение, больший энергетический (механический и тепловой) потенциал, системы, обусловленные гравитационной неустойчивостью, зарождающейся в осадочных слоях земной коры, не обладают таким потенциалом. Тем не менее, им иногда присуща периодичность размещения в пространстве, свидетельствующая о реализа-

ции гравитационной неустойчивости, но с иными шагами (длинами волн).

Широко известны многочисленные разработки по соляным диапирам, обоснованные геологическими материалами, экспериментально и теоретически [208, 240]. Весьма мало имеется разработок, касающихся проблемы гравитационной неустойчивости при формировании структур нефтегазоносных систем. Традиционно ряд исследователей связывают образование антиклинальных ловушек нефти и газа с тангенциальным сжатием. Однако это не согласуется с выводом, сделанным А. Э. Конторовичем, М. С. Моделевским, А. А. Трофимуком, что чем крупнее бассейны и спокойнее их развитие, тем лучше условия для формирования наиболее крупных месторождений и суммарных ресурсов углеводородов. Необходимо отметить, что вопрос о генезисе нефтегазоносных антиклинальных ловушек в связи с всплыванием нефти поднимался в работе [118]. Очевидно, первым, кто обратил внимание на активную, а не пассивную роль нефти в образовании структурных ловушек, был К. П. Калицкий. Более ста лет назад он высказал предположение, что не нефть мигрирует в антиклинальные складки, а наоборот, последние образуются там, где накопилась нефть. Эту мысль развил М. К. Калинко, отметив, что поступление нефти и газа в ловушки увеличивает разность в нагрузках между блоками. «Следовательно, в этих условиях процесс формирования залежей нефти и газа приобретает цепной характер и должен развиваться до тех пор, пока в "зоне влияний" таких ловушек в природный резервуар поступают нефть и газ» [118]. «Снижение вертикальной нагрузки в пределах залежей явилось стимулом, вызывающим развитие других процессов: восходящего движения пластичных толщ и возможного прорыва высоконапорного газа с образованием грязевых вулканов» [118].

Эти высказывания, характеризующие адвекцию нефти с нарастанием архимедовой силы в центре восходящего потока, находят подтверждение в пространственной периодичности размещения месторождений, что указывает на закономерную волновую реализацию гравитационной неустойчивости. Касаясь этого вопроса, необходимо отметить, что установление периодичности в нефтегазоносных системах наталкивается на ряд трудностей. Во-первых, во многих случаях трудно точно определить центр адвективной системы. Во-вторых, из-за большой подвижности нефти и газа общая структура данной системы может быть существенно нарушена миграцией нафтидов по разломам. Общие соображения и примеры из практики показывают, что анализ пространственной периодичности залежей нефти и газа возможно проводить в областях с аномально высоким пластовым давлением, характеризующим закрытость системы, в отличие от областей открытых с гидростатическим давлением. Кроме того, ряд смежных нефтяных залежей, каждая из которых отражает адвективную ячейку, могут на верхних горизонтах сливаться воедино, образуя существенно более крупную залежь. Примером служит крупнейшее в мире месторождение Гхавар, расположенное вблизи Аравийского щита. Оно совпадает с «многовершинной» антиклинальной складкой, линейно вытянутой на 220 км при ширине 16–25 км [118].

Расстояние (длина волны) между адвективными ячеями в общем случае не будет постоянным из-за латеральной неоднородности состава и мощности осадочных толщ бассейна. Вместе с тем проявление периодичности размещения нефтегазовых месторождений можно проиллюстрировать примерами.

На карте месторождений нефти и газа в юго-восточной части Азербайджана, представленной в статье [118], расстояния между 28 месторождениями на гистограмме распределения имеют моду 8 км, что может соответствовать усреднённой длине адвективной волны. На той же карте нефтяные месторождения сопровождаются грязевыми вулканами, расстояния между которыми составляют 2,7–3,0 км. То есть они могут рассматриваться как адвективные фракталы более крупных нефтегазоносных систем.

На схеме размещения месторождений в Днепровско-Донецкой нефтегазоносной области [174] расстояния между 71 месторождением на гистограмме имеют частные моды 7, 13, 23 км. То есть меньшее из расстояний сходно с модой в Азербайджане, а два других могут отвечать двум и трём волнам. Аналогичным образом на схеме размещения месторождений нефти и газа на юго-востоке Западной Сибири (Томская область), представленной в работе [237], преобладают расстояния между месторождениями 11, 23, 39 км, что может соответствовать одной, двум и трём волнам. Известны слившиеся воедино два месторождения, например Игольско-Таловое.

Приведённые примеры являются лишь «намётками» общей картины периодичности геодинамических систем как в мантии, так и в земной коре. Вместе с тем ощущается явный дефицит минерагенических разработок с позиций гравитационной неустойчивости геологических сред разных глубин и объёмов.

Часть III

ГЕОЛОГИЯ МИНЕРАГЕНИЧЕСКИХ СИСТЕМ ГИПОТРАНЗИТАЛЕЙ

ВВЕДЕНИЕ

Общие принципы системного анализа геодинамики, тектоники и минерагении, рассмотренные в предшествующих главах, основаны на теории и опыте изучения разных территорий. Третья часть книги посвящена геологии крупных по площади территорий и акваторий, на которых показаны принципы и способы обобщения фактического материала, позволяющие получить целостное представление о системах планетарного (обзорного) и провинциального (мелкого) масштабов. В их описание положены материалы оригинальных исследований, полученные при составлении тектонических, структурно-формационных основ для минерагенических карт масштабов 1 : 5 000 000 и 1 : 500 000. Их минерагенический анализ был проведён автором при составлении карты полезных ископаемых Кубы масштаба 1 : 500 000 [313], создании одновременно с этим по собственной инициативе структурно-формационной и металлогенической карты острова на основе геологической карты [315] при выполнении работ в качестве главного геолога по металлогении группы обобщения СЭВ в 1985–1988 гг. Позже в ЦНИГРИ в качестве научного руководителя и ответственного исполнителя автором этих строк в том же масштабе, по той же методике были созданы структурно-формационная основа и металлогеническая карта восточного склона Урала с целью оценки перспектив этой территории на цветные и благородные металлы с использованием Геологической карты и Карты полезных ископаемых Урала масштаба 1 : 500 000, составленных под редакцией И. Д. Соболева.

Сходная методика тектонического и металлогенического анализов была применена при составлении в ЦНИГРИ Геолого-геофизического атласа Средиземного и Чёрного морей в масштабе 1 : 5 000 000 (1999–2004 гг.), по материалам которого издана коллективная монография [251]. В ней обобщён большой фактический материал карт и текста Атласа по стратиграфии, геоморфологии, тектонике, геофизическим полям, полезным ископаемым, минерагении Средиземноморья. К сожалению, монография издана очень малым (менее 100 экз.) тиражом и стала библиографической редкостью. В настоящую книгу из неё помещены материал, составленный и обработанный лично автором этих строк, с корректурой и дополнительным анализом, а также карта «Физиография (теневой рельеф земной поверхности)», составленная Б. Д. Угловым. Эта карта даёт неоценимый материал для анализа особенностей строения подводной части рельефа в связи с особенностями геологии и общей тектоники Средиземноморья в целом. В отличие от предшествующих тектонических карт Средиземноморья, в которых главную основу составляет интерпретация геологии с позиций плейт-тектонической концепции, в Атласе основное внимание уделено фактическому материалу. При сходстве методического подхода к анализу тектоники и минерагении суши и акваторий в обзорном и мелком масштабах принципиальное их различие состоит в том, что в масштабе 1 : 500 000 основой являются геологические формации, их вертикальные и латеральные ряды, а в масштабе 1 : 5 000 000 – ряды формационных комплексов, лишь в отдельных случаях дополняемые анализом формаций. При этом из-за относительно малой информации о строении акваторий более широко используется анализ состава и строения смежных территорий аллохтонных блоков, перемещённых с площадей акваторий.

Часть III книги преследует цель более подробно раскрыть сущность геодинамики, тектоники, минерагении тех составных частей гипотранзитaлей, которые входят в глобальные тектонические ансамбли, кратко рассмотренные в главе 5 и показанные на рис. 5.2. Значительная часть гипотранзитали, представленная Средиземноморьем в сопряжении с континентами, дополняется характеристикой Кубы как западного продолжения Тетиса, отчленённого от Средиземноморья Атлантикой. Проведённое по той же методике исследование гео-

динамики, тектоники, минерагении Урала, более сложных в сравнении с Кубой, но лучше изученных, показало не только много сходных черт их позиции в планетарных тектонических ансамблях, но и большое сходство в структурно-формационном развитии до определённого эволюционного состояния. Современное состояние Кубы соответствует состоянию Урала к началу позднего карбона, т. е. её геология не осложнена теми процессами, которые проявились на Урале за последние 300 млн лет. Поэтому на её примере легче реставрировать особенности происхождения тех структур и явлений, которые имели место на Урале в раннем и среднем палеозое.

Юная Куба еще не испытала, что такое поздний орогенез, после которого рождаются батолиты калиевых *s*-гранитов. Ей довелось познать лишь субдукцию, завершившуюся ранним орогенезом, при котором родился первенец – островодужный вулкано-плутонический пояс на юге. После этого она была перемещена к северу на ложе, представленное краем Багамской платформы. Процессы, прошедшие на Урале за последние 300 млн лет, ещё ожидают Кубу в будущем.

Поразительное сходство развития Кубы в мезозое и кайнозое с развитием Урала в раннем и среднем палеозое, присутствующих в разных гипотранзиталях, нельзя связать с простым движением литосферных плит, что неоднократно пытались представить сторонники этой концепции. Природа такого сходства лежит гораздо глубже – в компенсационной самоорганизации движения геологической среды при сочетании неустановившейся валообразной и ячеистой конвекции в определённых условиях планетарной гравитационной дифференциации.

Другая цель, поставленная перед III частью книги, – показать методологию построения карт обзорного и мелкого масштабов, обеспечивающих системный анализ минерагении с позиций тектонического и структурно-формационного подходов, взаимоотношения объектов с внешней средой в историческом аспекте.

При палеотектонических реконструкциях широко используется структурно-формационный анализ. Однако разными исследователями используются при этом разные принципы. Нередко, опираясь на актуалистические принципы, тектонический режим исследователи определяют по одной какой-либо геологической формации для конкретного промежутка времени. При этом считается, что геологическая формация однозначно определяет тектонический режим, который выявляется путём сопоставления этой формации, её петрологических особенностей со свойствами формаций современных тектонических обстановок [109]. Нередко такой подход приводит к правильным выводам, но не всегда. Во-первых, сходные по составу формации могут повторяться в истории развития подвижного пояса, режим развития которого не является при этом полностью сходным с первичным. Во-вторых, одна и та же формация своими латеральными частями может примыкать к структурным элементам, формирующимся в отличающихся режимах, т. е. одна формация может отражать переходы в режимах. Эти переходы лучше всего фиксируются путём сопоставления структурно-формационных комплексов.

Под структурно-формационным комплексом (СФК) понимается вертикальный ряд геологических формаций, отделённый сверху и снизу крупными несогласиями или повторением ритмического ряда формаций. Отличие хотя бы одной формации в ряду свидетельствует о новом СФК. Отсутствие формации по причине её денудации или тектонического срезания сверху или снизу комплекса после его накопления не является основанием для выделения нового самостоятельного комплекса. Своими латеральными частями одна формация может входить в разные сопряжённые СФК. При выделении самостоятельного СФК вводятся ещё условия.

Первое условие. Так как понятие крупности несогласия условно и определить его не всегда легко, то появление моласс в вертикальном ряду формаций (особенно с присутствием в них олистостром), свиде-

тельствующих об интенсивных тектонических движениях, служит основанием к выделению завершающей части комплекса. Чтобы сделать комплексы сопоставимыми по объёму, местные несогласия, даже с выпадением формаций в вертикальном ряду при сохранении общей направленности смены формаций (ритма), разделяют комплекс на субкомплексы, например верхний и нижний. То есть формально в данном случае субкомплекс по характеристике своих ограничений соответствует определению комплекса. Это отступление от принятого принципа целесообразно сделать в целях характеристики и сопоставления всего объёма образований одного тектоно-магматического цикла, если два последовательных комплекса по объёму равны одному смежному комплексу.

Второе условие. Даже без чёткого проявления углового несогласия появление нового ритма в вертикальном ряду геологических формаций служит основанием для выделения нового СФК. Например, если на более древнем ритме, включающем однородную базальтовую, контрастную риолит-базальтовую, порфиритовую базальт-андезибазальтовую формации, появился более молодой ряд с повторением сходных формаций (не обязательно всех), то выделяется новый СФК. Область пространственного распространения одного СФК рассматривается как структурно-формационная зона (СФЗ), а при металлогеническом районировании – как структурно-металлогеническая зона (СМЗ). Если в двух сходных СФК субкомплексы различаются, например в одном из субкомплексов вследствие размыва выпадает одна формация, то распространение таких СФК также рассматривается в качестве самостоятельных СФЗ. На структурно-формационной карте каждый СФК закрашивается своим цветом, а субкомплекс другим оттенком или штриховкой того же цвета. Формации в их пределах показываются символами-знаками.

Охарактеризованные принципы выделения на карте СФК, СФЗ и СМЗ дают следующие возможности проведения геологического, тектонического, структурно-формационного и металлогенического анализов. Строение структурно-формационных комплексов и их сопоставление более полно, по сравнению с анализом отдельных формаций, позволяют интерпретировать палеотектоническую позицию территории с точки зрения актуализма, учитывая подстилающий фундамент.

Индивидуальная окраска каждого СФК (на мелких схемах цвет СФК может быть заменён обобщённым знаком) позволяет по объективному принципу выделять СФЗ, автоматически оконтуривая её полем определённого цвета. Причём если появляется обособленный фрагмент СФК отдельно от общего поля соответствующей СФЗ, то это является основанием для анализа причины такой обособленности. Чаще всего причина кроется в аллохтонной природе фрагмента или новом появлении СФЗ в сложной складчато-разрывной структуре. При металлогеническом анализе одна и та же продуктивная геологическая формация может быть дифференцирована по продуктивности и особенности состава месторождений, по тому, в какие смежные СФК она входит.

Особое внимание в анализе структурно-формационной и металлогенической зональности территории должно уделяться учёту крупных тектонических перемещений и деформаций (особенно регионального динамометаморфизма), более поздних по отношению к накоплению толщ и рудообразованию.

К сожалению, во многих работах исследователей, отстаивающих фиксистское направление в тектонике, недостаточное внимание уделяется нормальной или опрокинутой последовательности в залегании офиолитовой ассоциации, характеру контактов её с породами континентальной земной коры, сочетанию динамометаморфизованных и неметаморфизованных пород, т. е. тем вопросам, которые подняты А. В. Пейве и его последователями в проблеме тектонической расслоенности литосферы. В результате грабенообразные опускания офиолитовых пластин, надвинутых на континентальные образования или под которые были пододвинуты сиалические массы, а также тектонические останцы этих

пластин, рассматриваются в качестве самостоятельных геосинклиналей, заложенных на континентальной коре [103]. Определение возможного аллохтонного залегания рудовмещающих толщ может иметь важное практическое значение: затраты средств на выявление глубинного строения территории как критерия её перспективной оценки могут оказаться излишними, если исследуются руды, не регенерированные из подстилающего автохтона.

Чтобы не оставить без внимания аллохтоны, необходимо для смежных территорий строить колонки вертикальных рядов геологических формаций и фаций, особо отмечая неестественные сочетания фундамента и чехла, латеральные сочетания одновозрастных формаций, а в случае перерыва в осадконакоплении анализировать, как это отразилось на составе толщ в смежных колонках. Если присутствуют неестественные сочетания, необходимо искать возможные горизонтальные перемещения тектонических пластин и последующие их осложнения синформами, антиформами, грабенами, горстами и т. п. в геологической истории развития территории. Эту историю необходимо отразить в серии палинспастических планов и разрезов, желательно с соблюдением, по крайней мере, горизонтального масштаба. Методические рекомендации создания основ минерагенических карт кратко изложены ниже.

МЕТОДИЧЕСКИЕ ПРИЁМЫ СОЗДАНИЯ СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННЫХ ОСНОВ ДЛЯ МИНЕРАГЕНИЧЕСКИХ КАРТ ОБЗОРНОГО И МЕЛКОГО МАСШТАБОВ

Методические приёмы использования формационного анализа являются общими при минерагенических исследованиях для всех геодинамических обстановок. Начинать надо с анализа геологической карты обзорного масштаба, определения позиции рассматриваемой территории в более крупных тектонических и минерагенических подразделениях. Обязателен морфологический анализ тектонических и минерагенических таксонов (изометричные или вытянутые, узкие). Далее следует приступить к доскональному изучению геологической карты территории, на которой будет проводиться прогноз. Анализ литологии стратиграфических подразделений, состава и возраста интрузивных комплексов, сравнение их с известными типами геологических и магматических формаций позволят выделить формации на территории. Обязательна возрастная датировка формаций. На территории сложного строения исследователь может столкнуться со сложностью геологических формаций и их комплексов, которая может быть обусловлена более поздними, чем накопление, перемещениями формаций. Требуется тщательный анализ тектоники территории. Особо следует обращать внимание на стратиграфические или тектонические соотношения толщ, фрагментарные блоки серпентинитов (альпинотипных гипербазитов), сочленение толщ, в разной степени претерпевших региональный динамотермальный метаморфизм, нахождение на одной территории одновозрастных толщ, фациальные особенности которых резко различны. Всё это, наряду с другими фактами, должно использоваться при выделении тектонических блоков. Для последующего формационного анализа необходимо:

1. На основе геологических карт масштабов 1 : 200 000–1 : 1 000 000, прилагаемых к ним стратиграфических колонок, разрезов, литологической и петрохимической характеристик толщ должны быть выделены геологические формации и составлена карта их размещения. Необходимо отметить, что понимание объёма геологической формации у разных исследователей бывает разным.

2. Для каждого тектонического блока должны быть построены колонки с отражением в них вертикальных рядов геологических формаций, фиксацией их состава, возраста, наличия или отсутствия регио-

нального динамометаморфизма, стратиграфических перерывов и несогласий. Особое внимание должно быть обращено на сопоставимость принципов и признаков ограничения геологических формаций с принципами и признаками, использованными в рядах эталонных геотектонических обстановок, по аналогии с которыми предусматривается проводить прогноз рудных месторождений. Коррективы должны быть внесены в карту геологических формаций (см. пункт 1).

3. На основе колонок выделяются структурно-формационные комплексы в пределах каждого структурного этажа. Проводится типизация СФК. Каждый СФК (т. е. соответствующая колонка) закрашивается своим цветом. Этим же цветом СФК закрашивается и на карте.

4. По пространственному распространению типа СФК определённого возраста на карте выделяется структурно-формационная зона, т. е. она автоматически выделяется по соответствующему цвету.

5. По комплексу пород, слагающих интрузивные массивы, и по соотношению этих массивов с вмещающими стратифицированными геологическими формациями выделяются интрузивные магматические формации.

6. В отличие от отдельно взятой геологической формации, СФК более определённо бывает привязан к территории его накопления (т. е. менее вероятно, что одинаковые, одновозрастные СФК накапливались в разных местах). Если породы СФК подвержены метаморфизму разных фаций, то необходимо проводить тектонический анализ структурно-формационной карты. Выясняются причины фрагментарности полей распространения типов СФК (по фрагментарным полям одинакового цвета) и насыщенности этих типов определёнными формациями интрузивных горных пород. Анализируются складчатые структуры, перемещения блоков по крутым разрывам и поверхностям надвигообразования. В сложнодислоцированных регионах особо обращается внимание на возможность опрокинутых залеганий по обратной последовательности геологических формаций СФК или ритмичности внутри формации.

7. Проводятся палеотектонические реконструкции. Структурно-формационные комплексы размещаются в той последовательности, при которой на каждом формационном уровне отмечаются устойчивость или закономерная смена состава геологических формаций, а перерывам и несогласиям в одних колонках (сокращённых комплексах) соответствуют накопления обломочных толщ в смежных СФК и СФЗ. В результате создаётся схема (разрез) латеральных и вертикальных рядов геологических формаций. При существенной изменчивости рядов по простиранию пояса (серии СФЗ) строится несколько схем. По схеме реставрируется геотектонический режим развития частей территории на разных формационных уровнях. На отдельных возрастных (стратиграфических) уровнях в смежных СФК тектонический режим может быть одинаковым, а отличия СФК могут проявиться на более высоких уровнях.

8. На схему вертикальных и латеральных рядов стратифицированных геологических формаций наносятся присущие им интрузивные формации, которые размещаются на уровне реальной их локализации.

9. На эту схему (пункт 8) наносятся все типы месторождений, так же в реальной их позиции относительно каждой стратифицированной или дискордантной интрузивной формации.

10. В соответствии с выбранными принципами месторождения определённого состава, структурно-морфологического типа и имеющие определённые соотношения с геологическими формациями объединяются в формации рудных месторождений (которые пока называют рудными формациями). При сопоставлении с эталоном для прогноза должен быть принят принцип выделения рудной формации в эталоне.

11. Определяется рудоконтролирующая роль геологических формаций (РВФ – рудовмещающая, РНФ – рудоносная, РГФ – рудогенерирующая, РРФ (РОФ) – рудорегенерирующая: рудообразующая в старой

номенклатуре) относительно каждой рудной формации, что фиксируется в сводной таблице. По комплексу рудной формации и контролирующих её геологических формаций выделяется металлогеническая формация – важный критерий прогноза.

12. Проводится сопоставление составленных схем (металлогенограмм) конкретной площади с аналогичными схемами латеральных, вертикальных и генетических рядов рудных формаций эталонных геотектонических обстановок.

13. Прогнозно-металлогеническая карта строится на основе выделения рудоносных структурно-формационных комплексов и металлогенических формаций с выделением металлогенических зон и рудных районов. Там, где возможно выделение рудно-магматических систем, могут быть намечены магматогенно-рудные узлы.

Охарактеризованная методика проще всего демонстрируется на примере рассмотрения тектоники и минерагении Полярного Урала в главе 11. При составлении структурно-формационной основы для минерагенической карты масштаба 1 : 500 000 решался ряд дискуссионных проблем относительно возраста некоторых толщ и их геологической структуры. На изданных государственных картах масштаба 1 : 500 000, к сожалению, не принято ставить знаки залегания структурных элементов, совершенно необходимых для анализа тектоники. Для решения дискуссионных вопросов были использованы государственные карты масштаба 1 : 200 000 и литературные источники авторов карт масштаба 1 : 50 000. Эти материалы позволили скорректировать прежние представления о геологии Полярного Урала, в которых ранее большое значение придавалось датированию толщ по изотопному возрасту цирконов, не учитывалась аллохтонная позиция крупных блоков метаморфических толщ, которые принимались за тектонические поднятия [96, 106]. Поэтому описанию Полярного Урала посвящён отдельный раздел с иным, чем для Северного и Южного Урала, разбором тектоники, как и Кубы отдельно от Средиземноморья в Тетисе. В целом же общность методологии на всех объектах исследования сохраняется.

ГЛАВА 9 ГЕОЛОГИЯ, ТЕКТОНИКА И МИНЕРАГЕНИЯ СРЕДИЗЕМНОМОРСКОГО СЕКТОРА ТЕТИСА

Относительно геологии Средиземноморья, несмотря на её многовековое исследование, не существует однозначных выводов, не только потому что исследователи придерживаются разных геотектонических и минерагенических концепций, но и из-за спорного возрастного датирования пород и процессов. По этой причине при описании геологии возникает необходимость обсуждать дискуссионные проблемы и принимать наиболее приемлемые, с нашей точки зрения, варианты. Учёт альтернативных точек зрения необходим при системном анализе.

Анализируя тектонику Средиземноморья, нельзя ограничиваться широко распространёнными представлениями об определяющей роли столкновения Евразийской и Гондванской плит, как это отражено в ряде работ [160, 245]. Трудности с использованием только таких представлений заключаются в неоднозначности отнесения ряда тектонических блоков к той или иной плите, широком развитии независимых от плит ячеистых структур поперечником во многие сотни километров, отсутствии надёжных фактических данных, по которым однозначно определяется движение плит. Более того, представления о Тетисе как об океане встречают противоречия при рассмотрении конкретного материала по соотношениям формационных комплексов, которые следуют из анализа многочисленных колонок и петрологических особенностей магматических образований.

Трактовка тектоники Средиземноморья с позиций любой геодинамической концепции должна не противоречить фактическому материалу, отражённому на колонках, характеризующих реальное строение земной коры территорий, обрамляющих акватории Средиземного и Чёрного морей. Этот фактический материал позволяет оценивать правомерность тектонических выводов существующих концепций.

9.1. ЛИТОЛОГО-ФОРМАЦИОННЫЕ КОМПЛЕКСЫ И ИХ РУДОНОСНОСТЬ

При составлении карты тектоники Средиземноморья (рис. 9.1) использованы литолого-формационные комплексы, включающие, как правило, несколько формаций, отвечающих режимам тектонического развития. Их группировка и литологическая (а в ряде случаев и геолого-формационная) сущность отражены на колонках, построенных для разных частей Средиземноморья, в условных обозначениях и пояснениях к ним (рис. 9.2).

Принцип тектонического районирования на карте основан на сочетании двух верхних комплексов с учётом их возрастного интервала, если они имеют стратиграфические соотношения. Это позволяет оценивать роль фундамента в металлогении при локализации месторождений в верхнем комплексе, а также временну́ю латеральную миграцию тектонических условий (например распространение краевых прогибов). Комплексы, для которых фундамент проблематичен, или те, которые залегают аллохтонно, показаны на карте без учёта строения фундамента.

Основные черты состава и позиции литолого-формационных комплексов даны по трём тектоно-магматическим циклам: палеозойскому, мезозойскому и кайнозойскому.

Рудно-формационная принадлежность месторождений определялась с учётом их позиции в вертикальных рядах литолого-формационных комплексов, что зафиксировано на приводимых колонках. Месторождения сгруппированы по трём металлогеническим эпохам (см. рис. 9.2), отвечающим палеозойскому, мезозойскому и кайнозойскому тектоно-магматическим циклам. Отдельно выделены допалеозойские месторождения.

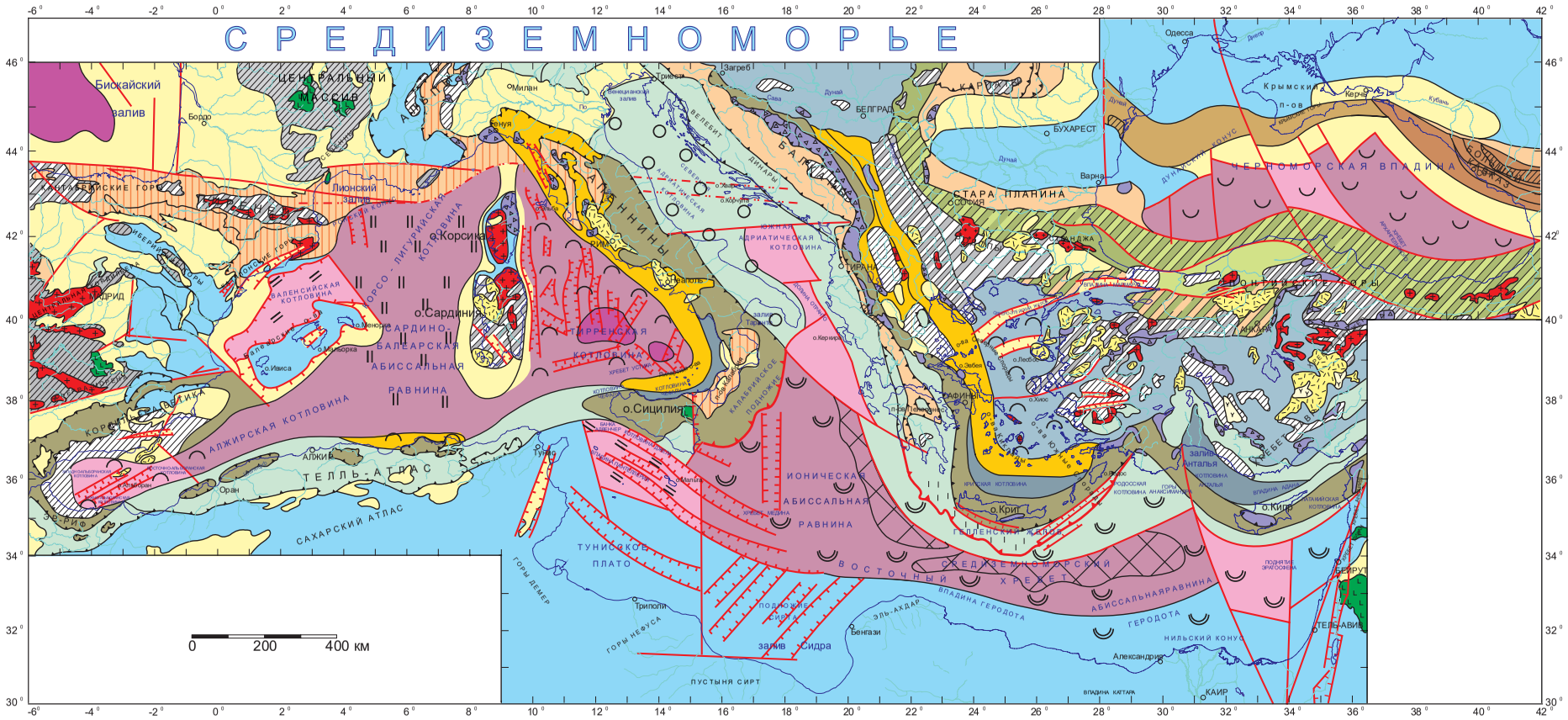


Рис. 9.1. Карта тектоники Средиземноморья.
Условные обозначения к карте см. стр. 221–223.

УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ К КАРТЕ ТЕКТОНИКИ СРЕДИЗЕМНОМОРЬЯ

1. Области без существенных мезокайнозойских деструкций и тектонической аккреции земной коры

Области эпигерцинского платформенного режима с карбонатными и терригенно-карбонатными шельфовыми комплексами мезозоя–кайнозоя (пассивные континентальные окраины и их тектонические фрагменты)

Комплексы фундамента эпигерцинской платформы в автохтонной позиции

2. Области и зоны тектонической деструкции земной коры

Области, имеющие континентальную земную кору, подвергшуюся кайнозойской ячеистой деструкции, с молассовым и флишевым заполнением депрессий

Современные морские бассейны, имеющие субконтинентальную земную кору с частично деструктированным гранит-метаморфическим слоем

Современные морские бассейны, имеющие субокеаническую земную кору с фрагментарными остатками гранит-метаморфического слоя

Современные морские бассейны с корой океанического типа (без гранитного слоя) и мощным осадочным слоем

Частные линейные рифты

3. Пояса магматической и тектоно-магматической аккреции земной коры: вулкано-плутонические пояса (ВПП), магматические дуги

Позднемеловые андезитоидные пояса

Эоценовые андезитоидные пояса

Позднемеловые и эоценовые андезитоидные пояса, совмещённые в плане

Олигоцен-четвертичные вулканические островные дуги и продолжающие их континентальные краевые ВПП

Гранитоиды как части сиалической коры без разделения по времени формирования

4. Пояса и области преимущественно тектонической аккреции земной коры (комплексы, извлечённые из глубины и смещённые от областей деструкции)

Комплексы допалеозойских и палеозойских кристаллических пород в достоверно аллохтонной позиции

Комплексы допалеозойских и палеозойских кристаллических сланцев и гнейсов, аллохтонная или автохтонная позиция которых дискуссионна

Комплексы допалеозойских и палеозойских пород разных фаций метаморфизма, аллохтонная или автохтонная позиция которых дискуссионна

Офиолиты и отдельные гипербазитовые массивы как части корово-мантийных и мантийных образований

Офиолиты и отдельные гипербазитовые массивы, превращённые в серпентинированный меланж

Орогенные пояса с дислоцированными ранне-среднеюрскими рифтогенными комплексами

Внешние (невулканические) островные дуги и продолжающие их береговые хребты – зоны внешнедуговых аллохтонов на фоне краевых прогибов

5. Пояса седиментационной аккреции земной коры с молассами и флишем (краевые прогибы)

Краевые прогибы триас-юрского заложения

Краевые прогибы мезозойского заложения и их аллохтонные блоки с терригенно-флишоидными комплексами позднего мела на карбонатной платформе позднего триаса–раннего мела (Восточное Средиземноморье, понтийско-балканский ряд прогибов в Восточном Средиземноморье)

Краевые прогибы с флишем позднего мела–эоцена на позднемеловом андезитоидном ВПП

Краевые прогибы мезозойского заложения и их аллохтонные блоки с терригенно-флишоидными, молассоидными комплексами мела–палеогена на гетерогенном основании (пиренейско-альпийский ряд прогибов в Западном Средиземноморье)

Краевые прогибы (а) и глубоководные желоба (б) палеогенового заложения с терригенно-флишевыми олистростромовыми, молассоидными комплексами позднего эоцена–неогена и шарьированными пластинами на карбонатной платформе позднего триаса–эоцена

Современные задуговые бассейны

Современные краевые прогибы на гетерогенном основании, зоны континентального склона с мелкими рифтами, оползнями и мощными современными осадками без подразделения на типы

6. Поля вулканитов неоген-четвертичной тектоно-магматической активизации

Плиоцен-четвертичные лавы базальтов

Плиоцен-четвертичные лавы разного состава

Миоценовые вулканиты разного состава

7. Элементы деформационной тектоники

Нижние границы шарьяжей и верхние границы зон субдукции (контуры комплексов, для которых в легенде указана аллохтонная позиция, ограничены обычной линией)

Верхняя поверхность субдуцируемой пластины, выделенная по интерпретации геофизических и геоморфологических данных

Крупные сдвиги (трансформные разломы) с установленным активно перемещённым блоком

Крупные сдвиги, по которым возможно движение обоих блоков

Разрывные ограничения частных рифтов

Разломы без определённой характеристики

Аналог окраинно-океанического вала дискуссионного происхождения

8. Условия тектонической эволюции акваторий (бассейнов)

Бассейны с деструктированной земной корой, вступившие в фазу опускания границы Мохо (с пониженным тепловым потоком), с осадочным слоем большой мощности

Со средне-позднепалеозойской деструкцией коры и пермь-кайнозойским осадочным слоем

С триас-юрской деструкцией коры и раннемеловым–плейстоценовым осадочным слоем

Бассейны с деструктированной земной корой (без разделения по возрасту), не вступившие в фазу опускания границы Мохо (с повышенным тепловым потоком), с осадочным слоем умеренной мощности

Задуговые бассейны, сопровождаемые центробежными активными окраинами (западнотихоокеанский тип геодинамики)

Бассейны, сопровождаемые центробежными пассивными окраинами (атлантический тип геодинамики)

Бассейны, земная кора которых не подвергалась существенной деструкции

Развивавшиеся в мезокайнозое подобно краевым прогибам

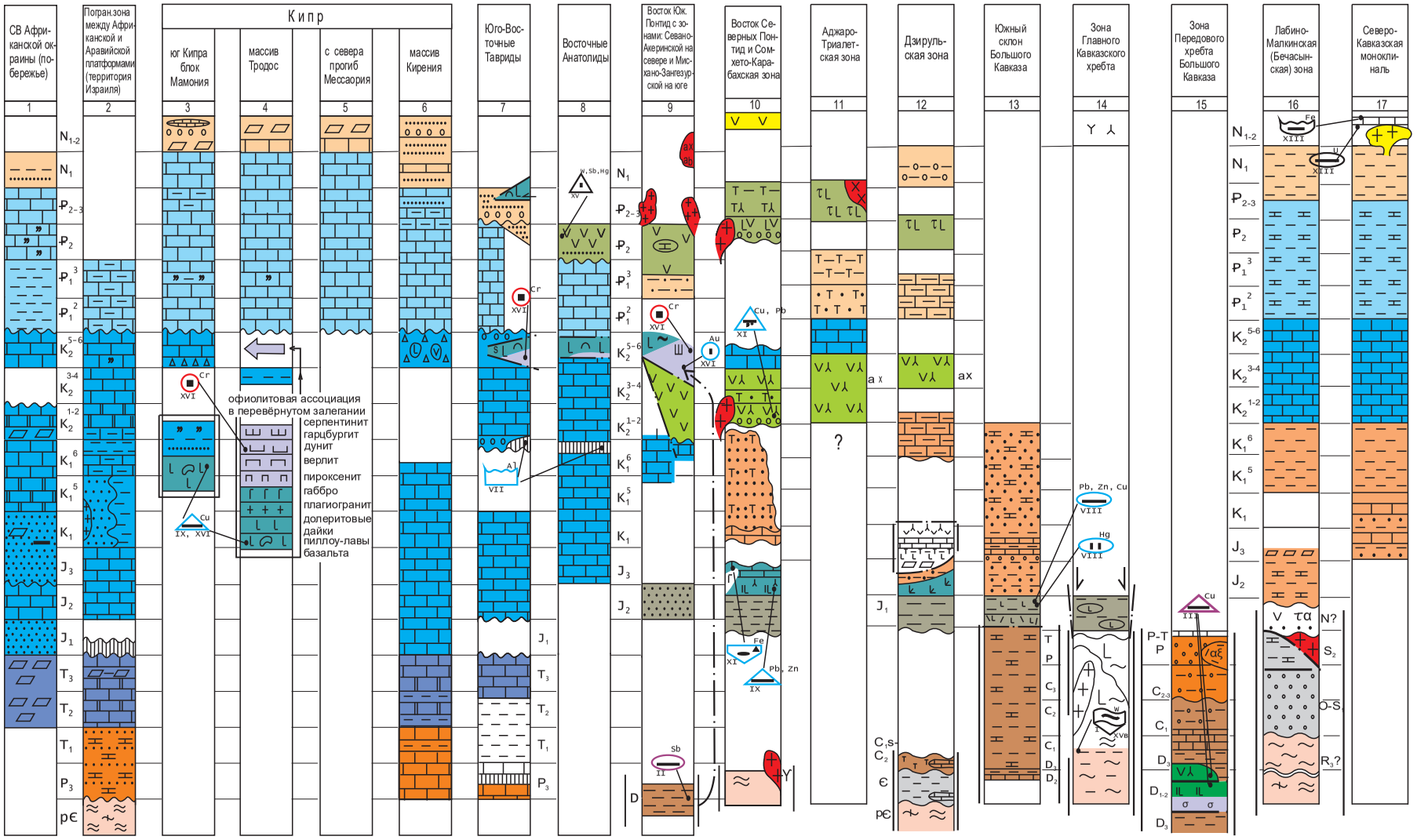


Рис. 9.2. Колонки литолого-формационных комплексов и позиции в них рудных месторождений.
I – Восточная часть Средиземноморья.
Условные обозначения к колонкам см. стр. 231–234.

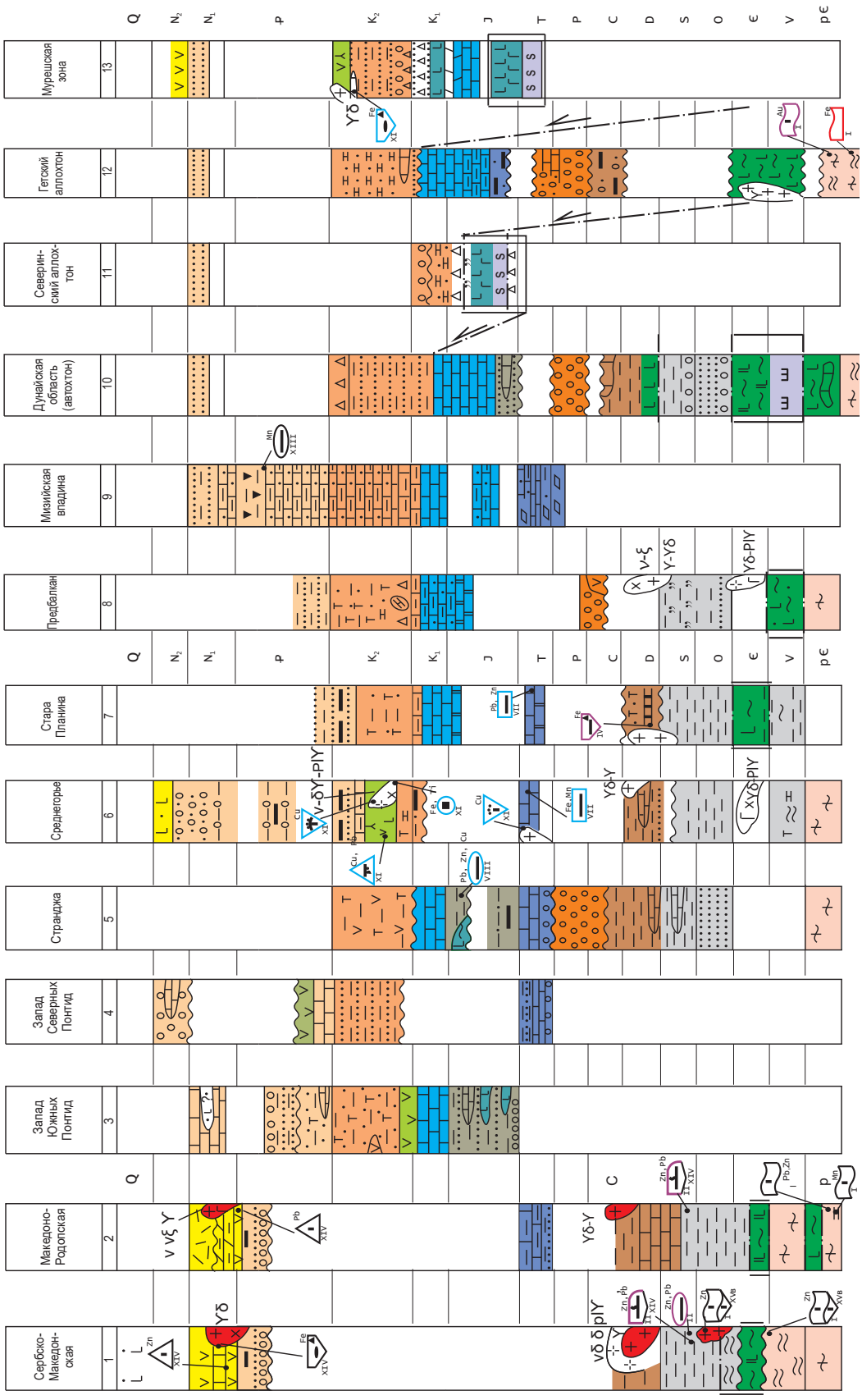


Рис. 9.2. II – Западная часть Причерноморья.

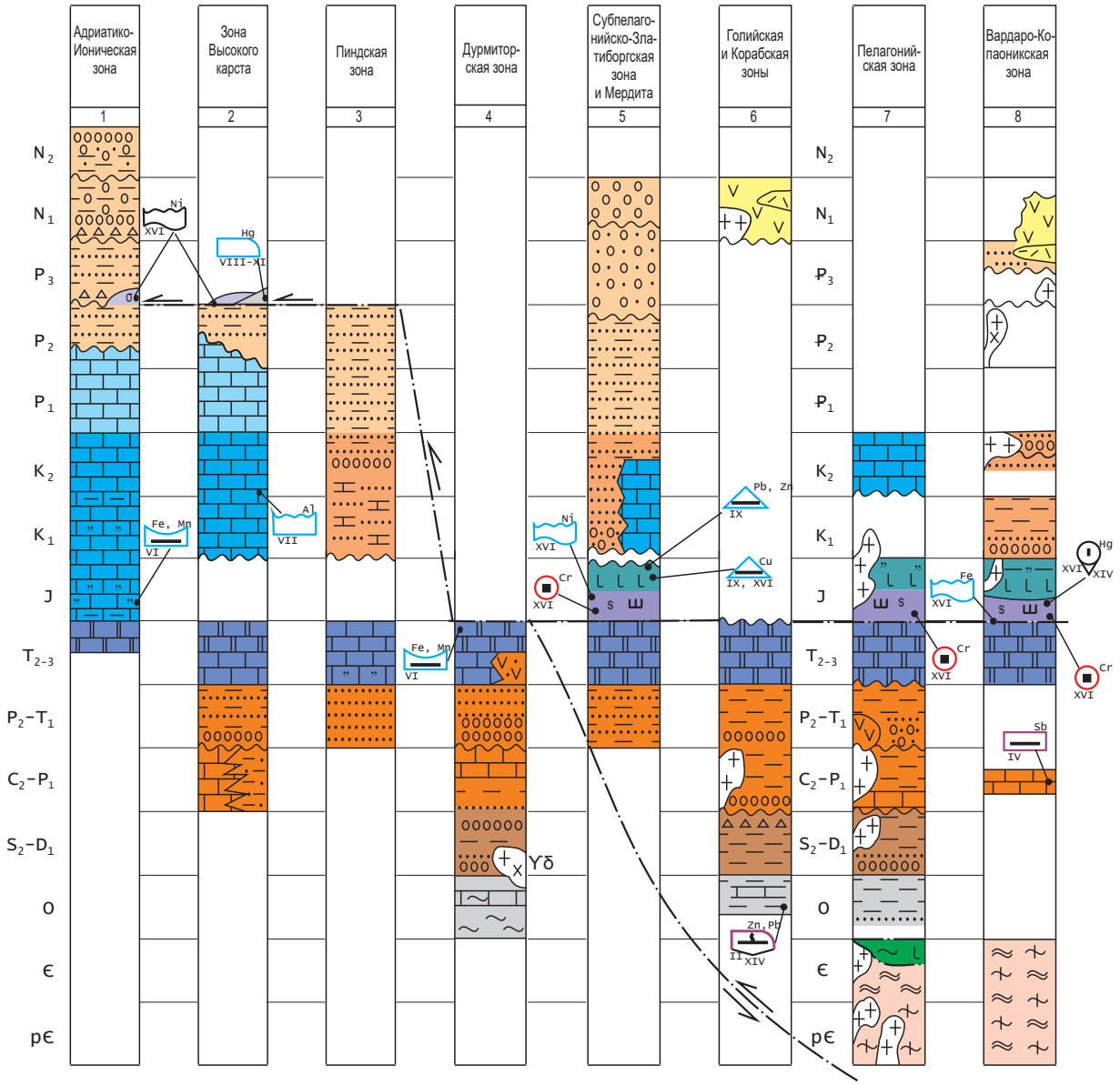


Рис. 9.2. III – Динариды.

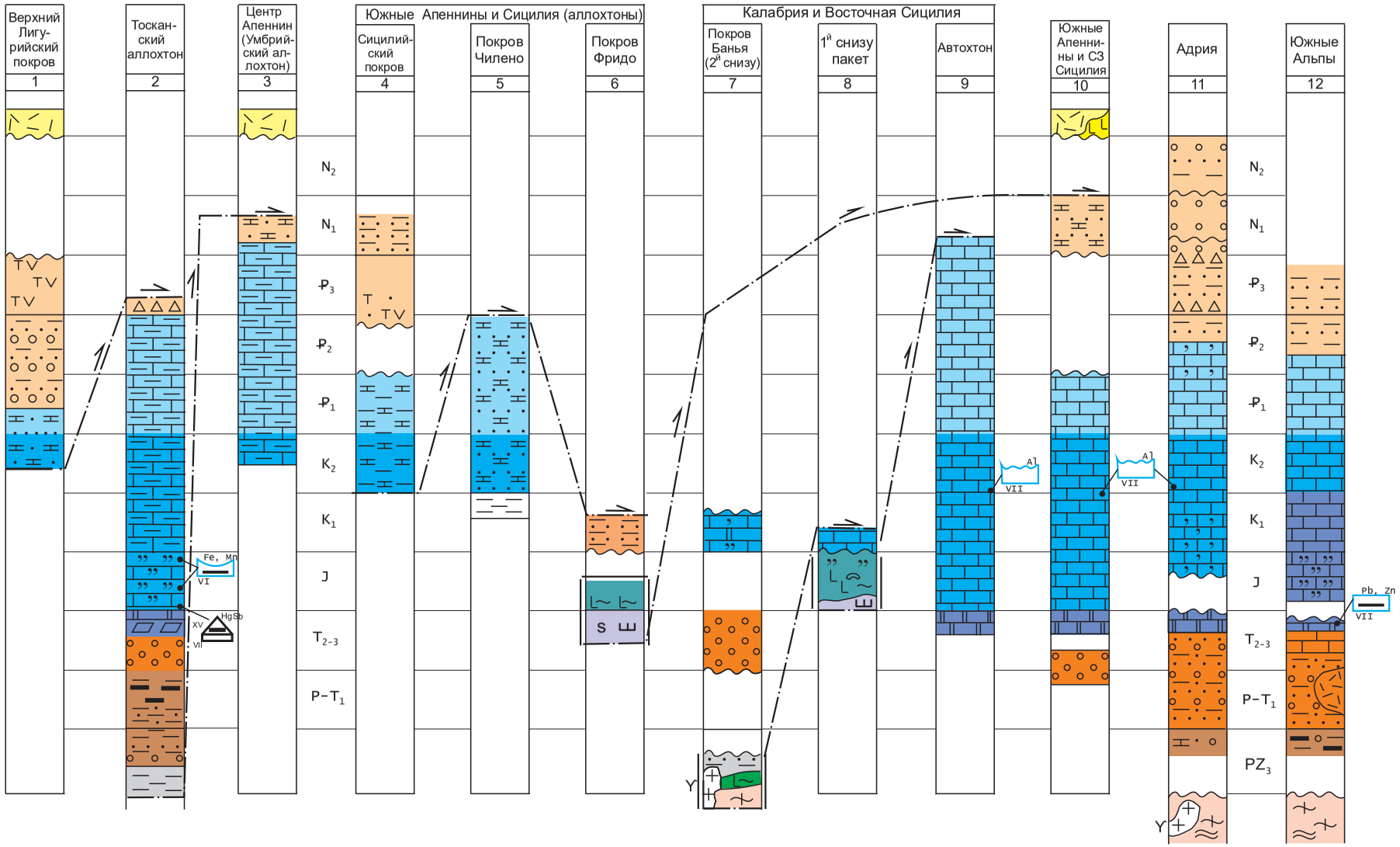


Рис. 9.2. IV – Восточная и юго-восточная части Тирренской провинции.

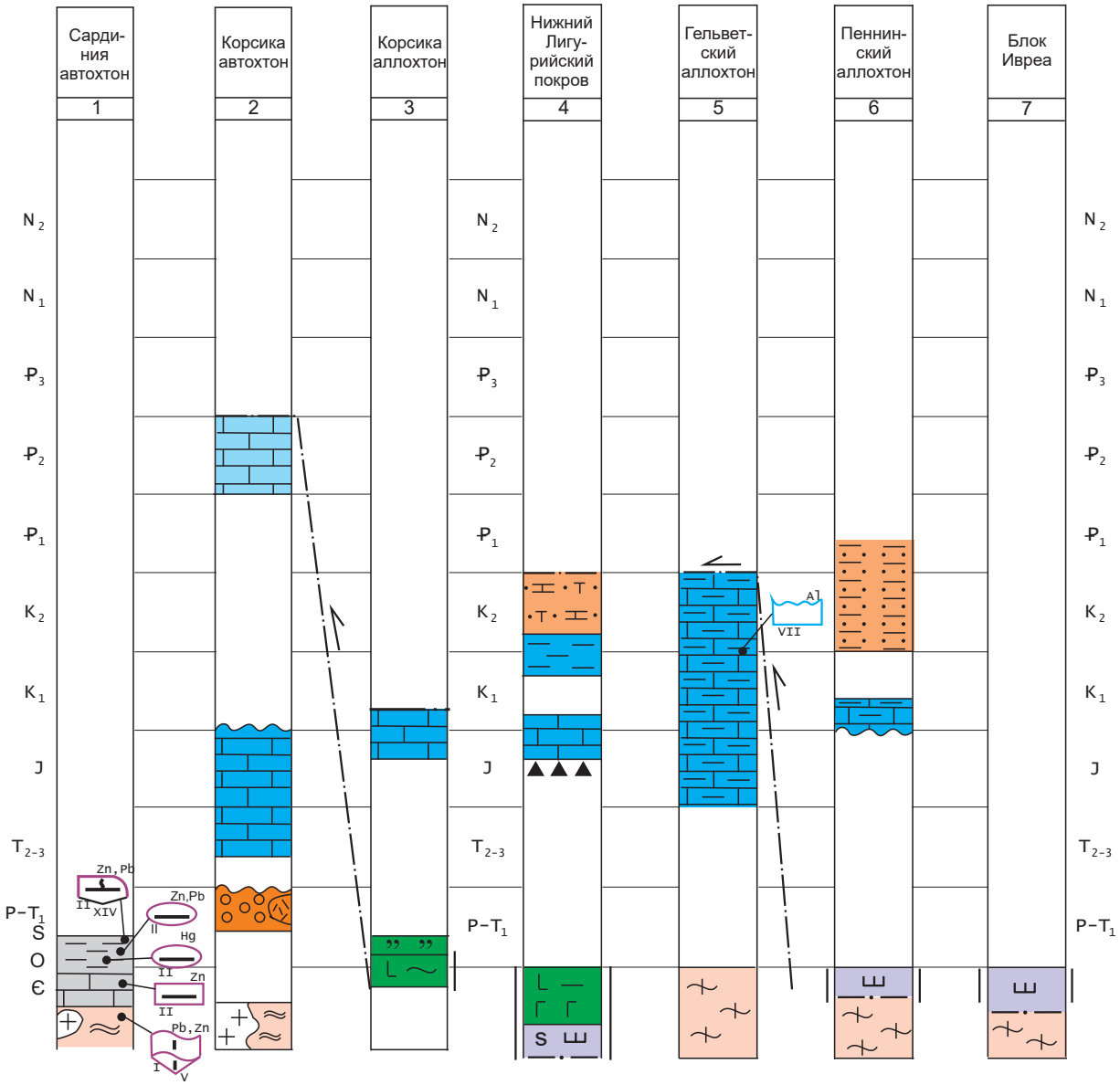


Рис. 9.2. V – Западная и северная части Тирренской и Альпийской провинций.

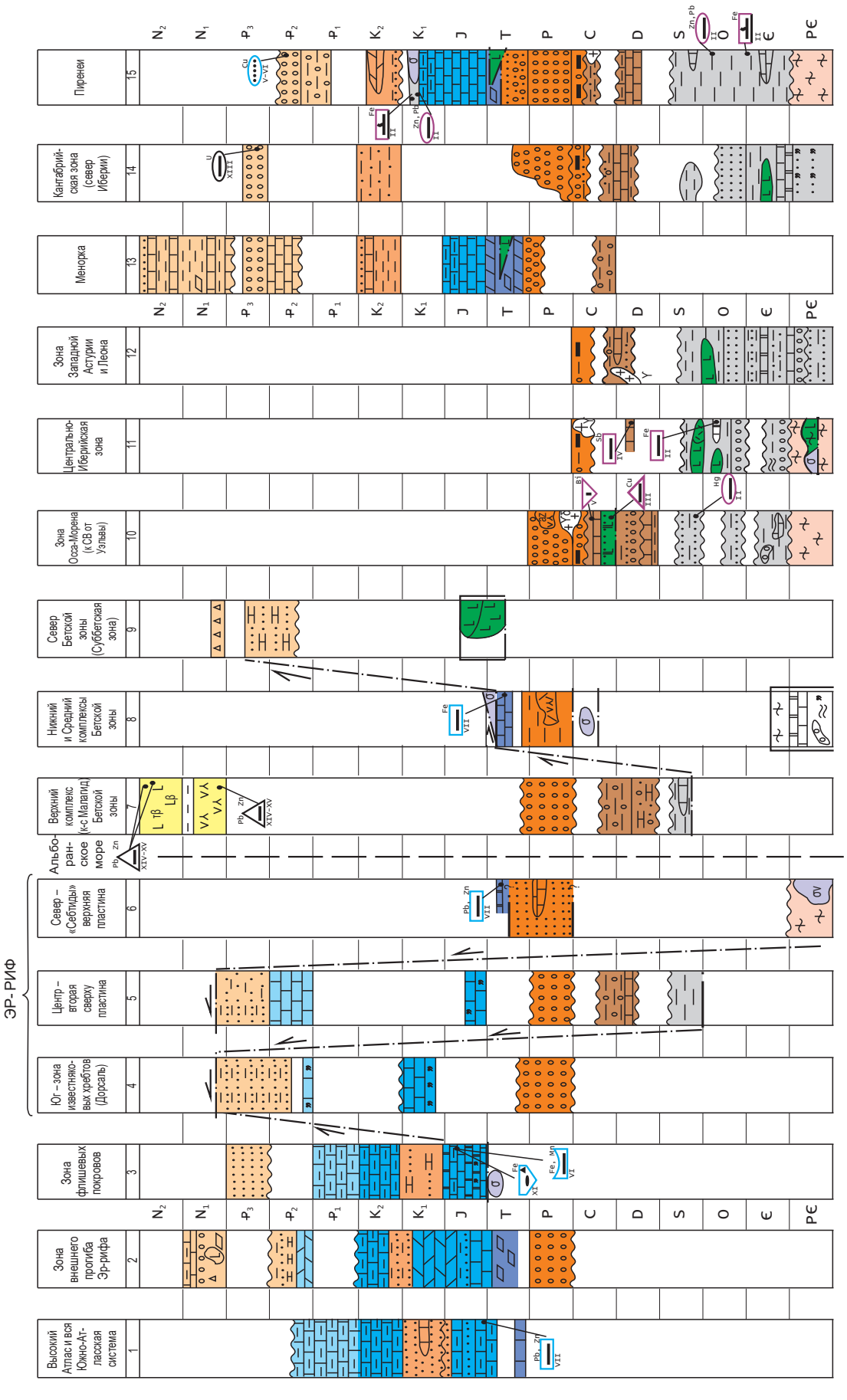


Рис. 9.2. VI – Западная часть Средиземноморья.

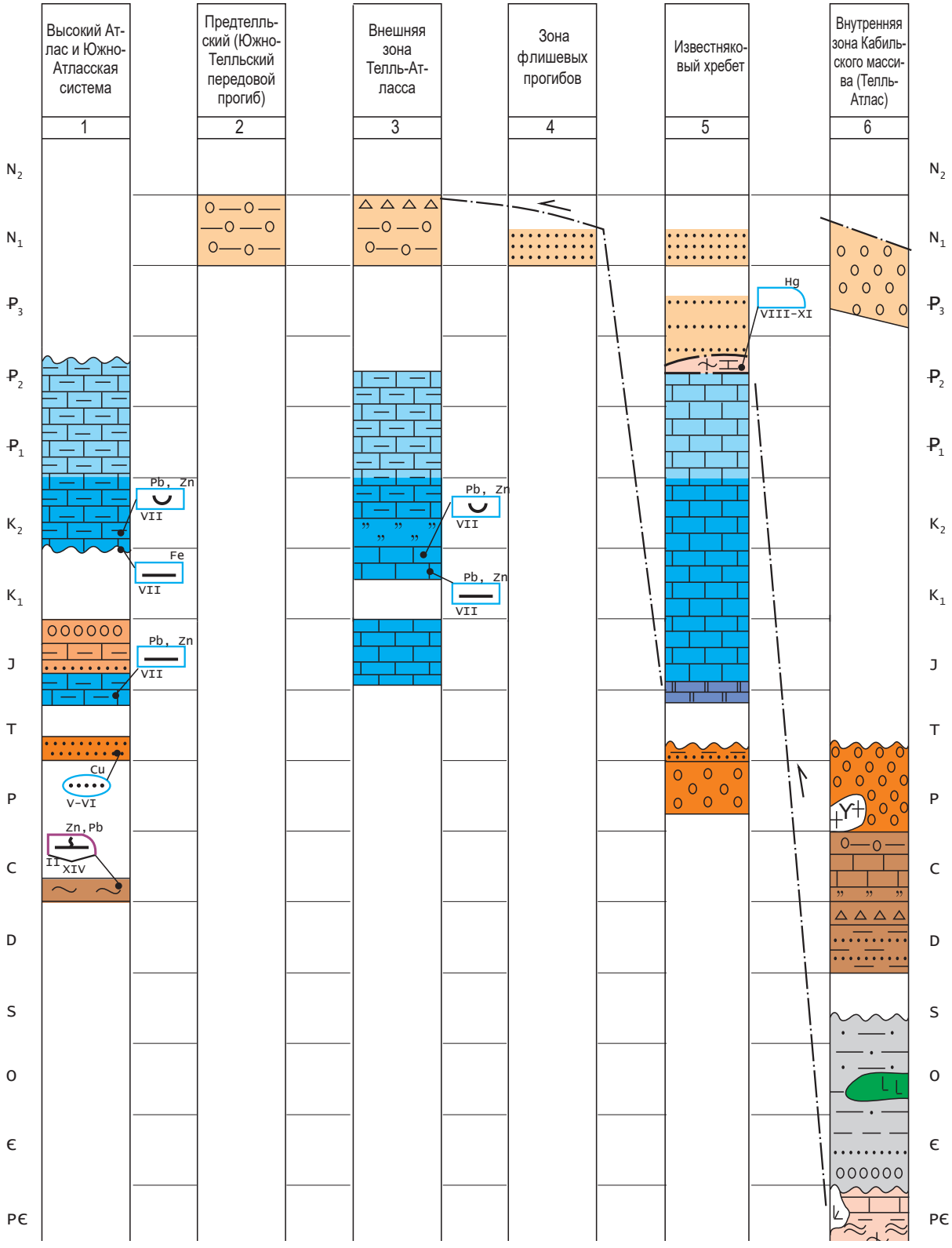


Рис. 9.2. VII – Юго-западная часть Средиземноморья.

УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ К КОЛОНКАМ I–VII

Обозначения формаций и состава толщ без их формационного определения

Красноцветная моласса

Морская моласса (типа кульма)

Угленосная моласса

Грубый терригенный флиш

Терригенный флиш

Карбонатно-терригенный флиш

Туфогенный (вулканомиктовый) флиш

Флиш алеврит-граувакково-известняковый

Доломиты

Мергели, глинистые известняки

Известняки (без расчленения)

Мраморы

Известняки пелагические

Кремнисто-карбонатная формация

Кремнистые толщи, радиоляриты

Глинистые толщи (в том числе филлитовидные, глинистые сланцы)

Алевролиты и песчано-глинистые толщи

Песчаники

Сульфатно-галогенная (эвапоритовая) формация

Латериты

Офиокластиты

Олистострома

Офиолитовая ассоциация без расчленения

Базальтовая формация

λ-β риолит-базальтовая формация

αζ андезидацитовая формация

αβμ порфиритовая андезибазальтовая формация

α андезитовая формация

τβ формация субщелочных и щелочных базальтов

Трахиты, трахириолиты

Туф, состав которого соответствует смежному знаку эффузива, например TV – туф андезита

Туффиты

Габброиды

Диориты

Граниты

Зелёные сланцы без расчленения. Сочетание знака вулканитов со знаком сланцев, например L ∼ указывает на региональный метаморфизм пород (кристаллизационную сланцеватость)

Гнейсы

Кристаллические сланцы

Пиллоу-лавы базальта

Индексы комплекса пород, показанных в колонке одним знаком

Υ – граниты	νξ – габбросиениты, монцониты
Υδ – гранодиориты	τ – трахиты
δ – диориты	τλ – трахириолиты
PlΥ – плагиограниты	τα – трахиандезиты
ξ – сиениты	τβ – трахибазальты
ν – габбро	σ – гипербазиты
νδ – габбродиориты	

Часть колонки, толщи которой не соответствуют возрастной шкале, показанной слева

Направление смещения аллохтонных блоков, надстраивающих разрез смежной колонки

Стратиграфическое несогласие

Тектонический контакт

Литолого-формационные комплексы, обозначенные на колонках

I. Комплексы допалеозойских метаморфических пород без расчленения

II–V. Палеозойские комплексы

II. Терригенный (карбонатно-терригенный) рифтогенного режима (миогеосинклинального и терригенно-сланцевых эвгеосинклиналей), Є–S

III. Осадочно-вулканогенный позднерифтогенного режима (океанической, иначе ранней стадии эвгеосинклинального режима), S (?)–D (C_1)

IV. Вулканогенно-флишево-осадочный раннеорогенного режима (позднегеосинклинально-раннеорогенного, иначе переходной стадии развития земной коры), D–C_1

V. Молассовый позднеорогенный (континентальной стадии развития земной коры), C_2–P (T_1)

VI–XI. Мезозойские комплексы

VI. Эвапорит-доломитовый субплатформенного и раннерифтогенного (авлакогенного) режима, T_2–J_1

VII. Карбонатный шельфовый (парагеосинклинальный), J_1–K_2

VIII. Вулканогенно-терригенно-сланцевый рифтогенный «терригенно-сланцевых эвгеосинклиналей», T–J_1

IX. Вулканогенный позднерифтогенный (конца океанической – начала переходной стадий развития земной коры, иначе эвгеосинклинальный: включает контрастную и андезидацитовую формации первого цикла), J_{1-2}

X. Вулканогенно-осадочный флишевый раннеорогенного режима (включает флиш и андезидацитовую формацию второго цикла), J_3–K_{1-2}

XI. Андезитоидный орогенный, вулкано-плутонический, K_2

XII–XIV. Кайнозойские комплексы

XII. Карбонатный шельфовый (парагеосинклинальный), Ꝑ–N_2

XIII. Флишевый (молассоидно-флишевый) рифтогенный и раннеорогенный нерасчленённые, Ꝑ –N_2

XIV. Андезитоидный орогенный, вулкано-плутонический, Ꝑ–N_1

XV. Комплексы новейшей тектоно-магматической активизации и сопряженный с ними вулкано-плутонический комплекс краевых поясов, N_2–Q

XVI–XVII. Формационные комплексы дискуссионного возраста

XVI. Метаморфизованной офиолитовой ассоциации

XVII. Прочие неясного возраста

Группировка месторождений по металлогеническим эпохам (тектоно-магматическим циклам), структурно-вещественным типам и принадлежности к литолого-формационным комплексам (в скобках – примеры месторождений по номеру в таблице 9.1.)

Допалеозойские месторождения

Железисто-кварцитовый (Fe – 8)

Хромитовый (Cr – 1, 4, 5, 8, 10–14, 17, 18)

Месторождения палеозойской металлогенической эпохи

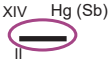
Стратиформный сидеритовый в карбонатных толщах (Fe – 15–17)

Стратиформный сидеритовый подтип с регенерированными флюорит-барит-сидеритовыми жилами (Fe – 1)

Стратиформный свинцово-цинковый в карбонатных толщах (Zn – 12)

Колчеданно-полиметаллический в терригенно-сланцевых толщах (Zn – 18–20)

Колчеданно-полиметаллический в карбонатно-терригенных толщах с регенерированными кварц-карбонат-сульфидными жилами (со скарнами и без таковых) (Pb – 1, 26)



Стратиформный сурьмяно-ртутный в терригенно-сланцевых толщах с подтипами:
1) стратиформный ртутный (Альмаден) и 2) стратоидных тел антимонита с шеелитом (Sb – 11)

Медноколчеданный в вулканогенных толщах риолит-базальтовой и андезидацитовой формаций (группа Cu – 27)

Скарново-магнетитовый (Fe – 26)

Стратоидный ртутно-сурьмяный в карбонатных толщах (Заяче)

Кварц-вольфрамитовый со скарнами в кристаллических сланцах и гранитоидах (W – 5)

Сурьмяно-ртутный в лиственитизированных серпентинитах (Авала)

Жильный свинцово-цинковый в метаморфических сланцах и гранитоидах (Сардиния, Монтевеккио, Ингуртоза и др.)

Жильный урановый в метаморфических сланцах и гранитоидах (U – 1, 2)

Стратиформный сульфидно-арсенидно-урановый в пестроцветной молассе (U – 6)

Жильный редкометально-висмутовый (Bi – 1, 2)

Жильно-штокверковый урановый карбонат-сульфидный с флюоритом (U – 4)

Жильный золото-арсенопиритовый в гнейсах (Le Chatelet, Malcantone)

Жильный кварц-карбонат-полисульфидно-сереброносный в гнейсах (Ag – 1)

Месторождения мезозойской металлогенической эпохи

Медистопесчаниковый

Стратиформный оксидно-железо-марганцевый в кремнисто-карбонатных толщах (Fe – 21, Mn – 6, 9, 12)

Стратиформный сидеритовый в карбонатных толщах (Fe – 14)

Стратиформный марганцево-сидеритовый (со свинцом и барием) в карбонатных толщах (Fe – 5)

Стратиформный свинцово-цинковый в карбонатных толщах (Pb – 20, Zn – 10)

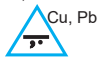
Стратоидный свинцово-цинковый в карсте (Pb – 22, 23)

Колчеданно-полиметаллический в терригенно-сланцевых толщах (Cu – 20)

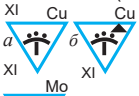
Стратоидный диккит-киноварный в терригенно-сланцевых толщах (Hg – 1)

Колчеданно-полиметаллический в вулканогенных толщах (риолит-базальтовой и андезидацитовой формациях) (Zn – 16)

Медноколчеданный в вулканогенных толщах (толеитобазальтовой формации) (Cu – 19, 21, 23, 25, 26)



Стратоидный полиметаллический (свинцово-цинковый, меднорудный) в вулканогенных толщах ВПП (тип манто) (Cu – 18, 22, 24, 28, Pb – 2, 6)



Медно-порфировый (*а*), он же со скарнами (*б*) (Cu – 8, 10–14, 29)

Жильно-штокверковый кварц-молибденитовый в гранитоидах и кристаллических сланцах (Mo – 1–3)

Жильный полиметаллический в вулканогенных и интрузивных породах ВПП (Cu 1–3)

Титаномагнетитовый в габброидах (Fe – 6)

Скарново-магнетитовый (с полиметаллическими сульфидами и золотом) в связи с гранитоидами ВПП (Fe – 25)

Золото-теллуридный в метаморфизованных офиолитах (Au – 3)

Бокситовый в известняках (Al – 2–4, 7, 8, 16, 19–23)

Силикатно-никелевый в корах выветривания гипербазитов (Ni – 1–7)

Стратиформный железорудный с никелем и кобальтом в корах выветривания гипербазитов (Fe – 23)

Бурожелезняковый в корах выветривания колчеданных месторождений (Fe –19)

Стратиформный железорудный переотложенных кор выветривания (Fe – 27)

Месторождения кайнозойской металлогенической эпохи

Стратоидный полиметаллический (с серебром и золотом) в вулканогенных толщах (тип манто) (Pb – 14, 27, 28, Au – 4)

Жильный полиметаллический (сереброносный) в орогенных вулканитах (Zn – 4, Pb – 5, 8)

Жильный полиметаллический (со скарнами и без) в метаморфических толщах и гранитоидах (Zn – 8, Pb – 17)

Стратиформный сурьмяно-ртутный (Hg – 8, Sb – 7)

Жильно-штокверковый шеелитовый (с сурьмой и ртутью) в вулканогенных толщах (W – 4)

Стратоидный скарново-шеелитовый в породах фундамента в связи с гранитоидами (W – 1)

Жильный марганцевый в метаморфических породах фундамента (Mn – 1, 2)

Стратиформный (осадочный) марганцевый в глинисто-карбонатной молассоидно-флишоидной толще (Mn – 10)

Стратиформный урановый экзодиагенетический в молласоидной толще (U – 5, 7)

Стратиформный стронцианит-целестиновый в глинах и эвапоритах (Sr – 1, 2)

Стратиформный железо-марганцевый в песках и глинах (переотложение кор выветривания) (Fe – 20, Mn – 11)

Россыпи (Ti – 1, 2, Rm – 2, Au – 5)

Табл. 9.1. Рудные месторождения Средиземноморья, номера которых указаны в легенде

Номера	Месторождения	Главные полезные компоненты	Второстепенные полезные компоненты	Широта, град.	Долгота, град.
1	2	3	4	5	6
Месторождения железа					
1	Escaro	Fe		42.58	2.33
6	Samokov	Fe	V, Ti	42.33	23.50
8	Poiana Rusca	Fe		45.74	22.47
14	Alquife	Fe		37.18	-3.08
15	Sierra Menera	Fe		40.77	-1.58
16	Ojos-Negros	Fe		40.82	1.45
17	Camdag	Fe		40.93	30.47
18	Neshkovtzi	Fe		42.67	24.67
19	Mokra Gora	Fe		43.90	19.65
20	Камыш-Бурун	Fe		45.30	36.35
21	Isola D'elba	Fe		43.78	10.38
22	Djerissa	Fe		35.90	8.67
23	Rzanovo	Fe, Ni	Co	41.28	22.12
24	Ouichane	Fe		35.12	-3.02
25	Ocna De Fier	Fe	Pb, Zn, Cu, Au	45.33	21.77
26	Martinovo	Fe		43.50	22.67
27	Vares, Group	Fe	Zn, Pb, Ag	44.07	18.37
Месторождения марганца					
1	Tartana Dramas	Mn	Pb, Zn, Cu	41.32	23.88
2	Granitis	Mn		41.32	24.23
6	Zerbisia Messinias	Mn		37.18	21.93
9	Gambatesa	Mn		44.37	9.45
10	Obrochishte	Mn		43.33	28.00
11	Лабинское	Mn	Co, Ni	44.65	40.73
12	Buzim Mine	Mn		44.88	16.17
Месторождения хрома					
1	Bulquiza	Cr		41.52	20.27
4	Domokos	Cr		39.12	22.31
5	Fethiye-Uckopru	Cr		36.81	29.64
8	Kraste	Cr		41.51	20.30
10	Orasje	Cr		45.05	18.55
11	Radusha	Cr		42.15	21.29
12	Xeralivado	Cr		40.23	22.11
13	Acipayam	Cr		37.42	29.33
14	Deva	Cr	Ni, Co	42.35	20.35
15	Eretria	Cr		39.28	22.38
16	Kalimash	Cr		42.07	20.32
17	Koycegiz	Cr		36.92	29.08
18	Vourinos	Cr		40.08	21.72
Месторождения титана					
1	Damietta	Ti	RM, Zr	31.23	32.22
2	Rosetta	Ti	RM, Zr, Th	31.16	30.00
Месторождения алюминия					
2	Caiazzo	Al		41.25	14.35
3	Lecce	Al		40.29	18.21

Продолжение таблицы 9.1

1	2	3	4	5	6
4	Obrovac	Al		43.81	16.11
7	Brignoles	Al		43.42	6.22
8	Peygros Var	Al		43.33	6.08
16	Istra	Al		45.33	14.00
19	Parnassos	Al		38.40	22.32
20	Monte Crosco	Al		41.38	14.53
21	San Giovanni Rotondo	Al		41.67	15.77
22	Spinazzola	Al		41.00	16.20
23	Crgin Brjeg	Al		44.58	15.47
Месторождения вольфрама					
1	Кти-Тиберда	W	As, Pb	43.30	41.50
4	Gumusler	W	Sb, Hg	37.87	34.35
5	Salau	W	Fe	42.84	1.10
Месторождения висмута					
1	Sierra De La Trancha	Bi	W, Sn	38.92	5.87
2	Conquista Azuel	Bi		38.38	4.42
Месторождения цинка					
4	Lece	Zn	Pb, Ag, Au	42.83	21.58
8	Kassandra	Zn	Pb, Au, Ag	40.52	23.85
10	Bou Jaber	Zn	Ba, F	36.52	8.52
12	Monteponi	Zn	Pb	39.28	8.48
16	Brskovo	Zn	Pb	43.67	19.83
18	Funtana Raminosa	Zn, Pb	Ag, Cu	39.88	9.17
19	Pierrefitte	Zn	Pb, Ag	42.97	0.00
20	Reocin	Zn	Pb	43.33	4.08
Месторождения меди					
1	Fol-Maden	Cu		40.78	39.30
2	Rossen	Cu	Mo, Co	42.33	27.33
3	Vyrli Bryag	Cu	Zn	42.46	27.17
7	Bucim	Cu	Mo, Au, Ag	44.08	22.50
8	Deva	Cu		45.88	22.75
10	Elatzite	Cu	Mo	42.57	24.02
11	Sasca Montana	Cu, Au	Mo, Fe, Pb ,Zn	44.87	21.73
12	Assarel	Cu	Mo	42.67	24.17
13	Majdanpek	Cu, Mo	Au, Ag, Fe	44.38	21.58
14	Veliki Krivelj	Cu	Au, Ag, Mo, Fe	44.13	22.13
18	Chelopech	Cu, Au	Zn, Pb	42.57	24.02
19	Gjegjan	Cu		42.05	20.55
20	Gramatikovo	Cu	Fe	42.00	27.67
21	Kalavasos	Cu	Zn, Fe	34.80	33.27
22	Lahanos	Cu	Zn	40.75	38.70
23	Mavrovouni	Cu		35.10	32.67
24	Murgul	Cu	Au, Ag	41.20	41.34
25	Rehove	Cu		40.52	20.70
26	Rubik	Cu		41.80	19.82
27	Урупское	Cu	Zn	43.96	41.17
28	Bor	Cu	Mo, Au, Ag, Pt	44.07	22.28
29	Moldova Noua	Cu	Mo, Zn, Au	44.76	21.77

Окончание таблицы 9.1

1	2	3	4	5	6
Месторождения свинца					
1	Arburese	Pb	Zn, Ag	39.53	8.50
2	Gumushacikoy	Pb	Ag, Au	40.87	35.18
5	Madjarovo	Pb	Zn, Cu, Ag, Ba	41.67	25.83
6	Muradin Koy	Pb	Zn, Cu	40.40	38.03
8	Spachievo	Pb	Zn, Cu, Ag, Cd	41.83	25.33
14	Sierra Almagrera	Pb	Ag, Sb	37.30	-1.75
17	Madan	Pb	Zn, Cu	41.41	24.88
20	Gorno	Pb	Zn, F	45.77	9.58
22	Djebel Hallouf	Pb, Zn	Ag, Cd	36.72	9.08
23	Fej El Adoum	Pb, Zn	Ba, Sr	36.37	9.12
26	Trepca	Pb, Zn	Cu, Au, As	42.88	20.85
27	Cartagena	Pb, Zn	Sb, Cu, Ag	37.61	0.82
28	Mazarron	Pb	Zn	37.60	1.33
Месторождения никеля					
1	Kukes	Ni	Fe, Co, Cr	42.15	20.40
2	Staro-Cikatovo	Ni	Co	42.69	18.59
3	Pagondhas	Ni	Fe	37.71	26.92
4	Psakhna	Ni	Co	38.51	23.68
5	Guri Kuq	Ni	Co	40.88	20.67
6	Prrenjas	Ni	Co, Fe	41.10	20.53
7	Larimna	Ni	Fe	38.43	23.78
Месторождения молибдена					
1	Balisik	Mo	Au	39.82	33.73
2	Savirsin	Mo		46.03	22.30
3	Mackatica	Mo		42.68	22.28
Месторождения ртути					
1	Ахейское	Hg		43.38	40.93
8	Monte Amiata	Hg		42.91	11.79
Месторождения сурьмы					
7	Taffone	Sb		42.80	11.25
11	Ballao	Sb	W	39.50	9.33
Месторождения золота					
3	Arapdag	Au	Ag	38.50	27.15
4	Rodalquilar	Au	Ag, Pb	36.83	2.07
5	Sart	Au		38.47	27.92
Месторождения серебра					
1	Hiendelaencina	Ag		41.17	2.97
Месторождения редких металлов					
2	Nile Delta	RM		31.00	31.00
Месторождения стронция					
1	Beni-Mansour	Sr		36.14	4.44
2	Montevives	Sr		37.17	3.70
Месторождения урана					
1	Crni Kamen	U		41.17	21.78
2	Margnac-Peny	U		46.00	1.32
4	Les Bois Noirs	U		46.05	3.63
5	Calat Nisa	U		41.30	0.00
6	Lodeve	U		43.70	3.42
7	Некрасовское	U		45.17	39.80

В разработанной легенде месторождения расположены в последовательности их принадлежности к определённым литолого-формационным комплексам (от древних к более молодым), а внутри комплексов – по металлам. Принятая группировка месторождений и предложенная образная их символика позволяют без дополнительных пояснений читать главную информацию для рудно-формационного анализа. Контур символа месторождения отражает литологический тип рудовмещающей среды или тип вулканизма. Знак внутри символа отражает структурно-морфологический тип месторождения. Литолого-формационные комплексы в соответствии с их нумерацией римскими цифрами показаны ниже символа месторождения. В таких условных обозначениях размещение месторождений показано на колонках. Сведения (названия, географические координаты) о месторождениях, приведённых на колонках, где указаны их номер и состав, содержатся в табл. 9.1.

Рассмотрение *палеозойских комплексов* преследует две главные цели. Во-первых, чтобы при анализе мезозойской и кайнозойской истории развития Средиземноморья учитывать строение верхней части земной коры и её рудоносность. Во-вторых, показать, что деструкция земной коры в восточной части региона с уничтожением её гранитного слоя могла начаться не в мезозое, как принято считать, а в палеозое. Восточное Средиземноморье (Ионическое и Левантийское моря), тектонически перекрытое Аравийской плитой, могло представлять собой палеозойское ячеистое (задуговое) море, к северу от которого располагалась орогенная зона с вулкано-плутоническим поясом (ВПП), а ещё севернее – бассейн с земной корой океанического типа.

Наиболее полно палеозойские комплексы и их геология рассмотрены А. А. Беловым [48]. С учётом этой работы и по составленным колонкам можно отметить следующее.

Палеозойские комплексы представлены как неметаморфизованными толщами, так и претерпевшими региональный метаморфизм. Региональный метаморфизм толщ даёт основание полагать, что после накопления они попали в зоны субдукции, а позже были извлечены из глубин, т. е. эдуцированы, и их современная позиция не соответствует месту первичного образования. Комплексы рифтогенного режима представлены карбонатными породами, главным образом кембрия и трансгрессивной серией терригенных пород ордовика–силура, фрагментарно распространённых на большей части Средиземноморья.

Достоверно палеозойские неметаморфизованные комплексы океанической (раннегеосинклинальной по другой терминологии) стадии или позднерифтогенного геодинамического режима известны только в Передовом хребте Большого Кавказа в Тебердино-Малкинском междуречье непосредственно к востоку от рамки карты, где они представлены среднедевонскими пиллоу-лавами базальтов и вулканогенно-осадочными толщами. На остальной территории, в том числе на юге и юго-западе Передового хребта Кавказа, вулканиты раннего и среднего палеозоя метаморфизованы в зеленосланцевой фации.

Метаморфизованные, датированные фаунистически, силурийские вулканогенно-осадочные толщи Большого Кавказа надвинуты к северу на верхнедевонские и нижнекарбоновые толщи, подстилаемые неметаморфизованными пиллоу-лавами.

Шарьяжи запечатываются толщами среднего карбона. Во всех остальных ранне- и среднепалеозойских разрезах Средиземноморья вулканиты играют подчинённую роль и везде подвержены региональному метаморфизму.

Фрагментарные блоки метаморфизованных нижне-среднепалеозойских вулканитов основного состава среди метаморфизованных осадочных толщ аналогичного возраста присутствуют в Пиренеях, структуру которых сравнивают с Кавказом [265]. Фаунистически датированные средним палеозоем филлиты и ассоциирующие с ними метабазиты отмечаются в аллохтонном покрове Банья (колонка IV-7), смещённом от территории Тирренского моря на Апеннины. А. А. Белов [48] считает, что к раннему–среднему палеозою могут быть отнесены офиолиты и островодужные ас-

социации пород, которые протягиваются от северо-востока Корсики через Лигурию, Альпы в Динариды и Эллиниды, а далее в северную часть Эгейского моря. Г. А. Твалчрелидзе [242], кроме того, подчёркивает, что ультраосновные и основные породы, подстилающие мезозойские вулканиты Тавра, многими рассматриваются как палеозойские или даже докембрийские. К докембрию А. В. Пейве [184] относит всю ультраосновную часть офиолитовой ассоциации. Все эти положения заслуживают внимания при реставрации палеозойской геодинамики, несмотря на то что для многих базальтоидов в отмеченных офиолитовых ассоциациях установлен мезозойский возраст, например титонский в Лигурии [121, 122]. То есть не исключается возможность отнесения какой-то части базальтоидов к домезозойскому времени. К такому предположению побуждает ещё одно важное обстоятельство. В широко развитых аллохтонах Средиземноморья офиолиты во многих случаях метаморфизованы в глаукофановой фации, характеризующей высокие давления и низкие температуры, и ассоциируют с метаморфическими породами (гнейсами, кристаллическими сланцами), относимыми к докембрию. Если принять во внимание почти общепризнанный факт, что офиолиты представляют собой фрагменты коры океанического типа (безгранитной на этап первичного образования) [184], то постоянная («естественная») ассоциация регионально метаморфизованных офиолитов с сиалическими метаморфическими породами может указывать на их тектонические взаимоотношения – совмещение в зоне субдукции-обдукции и более позднее извлечение из глубины. Это заключение представляется важным для дальнейшего анализа природы земной коры Средиземноморья и особенностей её металлогении.

Формационные комплексы среднего девона–раннего карбона Средиземноморья имеют в целом регрессивный характер, представлены главным образом флишем, отвечают раннеорогенному режиму. Позже, в среднем карбоне, они сменяются сероцветной молассой, а в перми и раннем триасе – красноцветной. Раннеорогенные вулканиты типа краевых ВПП почти не фиксируются. К ним могут быть отнесены верхнекарбоновые вулканиты базальт-андезит-риодацитовой формации с залегающими ниже монцосиенитовыми и гранит-гранодиоритовыми интрузивами в Предбалканской зоне (колонка II-8) [254].

Такие же интрузивы характерны для Среднегорья и Старой Планины, где соответствующие им вулканиты не встречены (колонки II-6, 7). Габбро-гранитоидные интрузивы раннего карбона присутствуют на сочленении Главного и Передового хребтов Большого Кавказа.

Позднеорогенные комплексы, представленные молассой позднего карбона, перми, раннего триаса, и соответствующие геологические структуры слагают большую часть Иберийского полуострова, Корсику с Сардинией, Балканы, Малую Азию, Кавказ. Они сопровождаются позднепалеозойскими гранитами (колонки I-10, 12, 14–16; II-1, 2, 6, 7; III-6, 7; IV-7, 12; V-2; V-10–12; VII-6) и вулканитами кислого состава (колонки I-15; III-7; IV-2; V-2; VI-8, 10). Вулканиты сохранились на склонах близширотной орогенной зоны, а в приосевой части к поверхности выведены гранитоиды.

Позднепалеозойский орогенез сформировал, таким образом, мощную сиалическую составляющую земной коры, которая в Западном Средиземноморье выступает в блоках современной континентальной коры, а в Восточном Средиземноморье – к северу от Ионического и Левантийского морей.

Ранние *комплексы мезозоя* характеризуют переход от позднеорогенной стадии палеозоя к субплатформенному режиму с накоплением эвапоритов, доломитов, развитием частных рифтогенов (типа авлакогенов) на фоне шельфовых морей с карбонатным осадконакоплением.

Для всего мезозоя в Западном Средиземноморье нет достоверных фактов о существовании там океанической коры, кроме узких зон типа pull-apart. Во всех аллохтонах, смещённых в кайнозое со стороны современных акваторий на сушу, присутствуют только шельфовые фации мезозоя и располагавшиеся под ними комплексы

палеозойской и допалеозойской сиалической коры.

Принципиально иными чертами литолого-формационных комплексов обладает Восточное Средиземноморье. В южной его части вслед за эвапорит-доломитовым комплексом среднего–позднего триаса развит шельфовый карбонатный комплекс, характерный и для Африканского блока, и южной части Малой Азии, вплоть до Восточных Анатолид (колонки I-1, 2, 6–8).

Особенности вулканогенно-терригенно-сланцевых литолого-формационных комплексов к востоку от Северных Понтид (колонка I-10), аллохтонных блоков Южных Понтид (колонка I-9) и далее к северу свидетельствуют о принадлежности их к рифтогену, который протягивается вдоль южного склона Большого Кавказа (колонки I-10, 12, 13), а на западе мог занимать позицию, близкую к блоку Странджа (колонка II-5) или запада Южных Понтид (колонка II-3).

Возраст толеит-базальтовой формации точно не определён, в разных схемах меняется от триаса до позднего мела. Позднемеловая датировка весьма сомнительна, так как на Кипре кампанские карбонатные породы перекрывают офиолиты в уже перевёрнутом залегании (в массиве Троодос дуниты залегают в самом верху) в аллохтонной позиции.

Следующий по времени вулканогенный комплекс представлен контрастной риолит-базальтовой и андезидацитовой формациями средней юры.

Поздняя юра и ранний мел в Восточном Средиземноморье характеризуются двумя типами комплексов. На Малом Кавказе и на востоке Северных Понтид развит вулканогенно-флишевый комплекс (в поздней юре в значительной мере вулканомиктовый). К югу, в Анатолидах, Тавридах (массив Кирения) (колонки I-6, 8) и к западу от Мизийской впадины до Старой Планины (колонки II-7–9) распространены карбонатные шельфовые фации. На рубеже раннего и позднего мела, отмечаемом как австрийская фаза тектоногенеза, на Малом Кавказе начинает развиваться вулканоплутонический пояс, а в Анатолидах и Тавридах в карбонатной обстановке накапливаются бокситы. Такая же обстановка на карбонатном шельфе с накоплением бокситов отмечается и в Адрии (колонка IV-11), Южных Апеннинах (колонка IV-10) и Альпах (колонка V-5).

В развитии ВПП выделяются две крупные фазы: позднемеловая и эоценовая, разделённые по времени накоплением флиша от кампана до палеоцена. Поздний мел характеризуется андезидацитовой формацией и гранитоидами нормальной щёлочности, а эоцен – андезитами и базальтами повышенной щёлочности с интрузивами габброидов, сиенодиоритов, диоритов, сиенитов. В связи со значительным временны́м отрывом интрузивов позднего мела (90 млн лет) и палеогена (40 млн лет) позднюю фазу ВПП правомерно рассматривать и как начало кайнозойской тектоно-магматической активизации.

Комплексы *начала кайнозоя* на отдельных территориях продолжают завершение мезозойского цикла. Это относится, прежде всего, к ВПП, обрамляющему с юга Чёрное море и Мизийскую впадину, развитию орогенной зоны с его выпуклой стороны и краевых прогибов с флишевым и молассовым заполнением. На территории платформенных зон к северу от Кавказа (колонки I-16, 17), в Анатолии, Тавре, Кипре (колонки I-3–8), Апеннинах, Адриатике (колонки V-2–5, 9–12), на севере Африки (колонки VII-3, 5) продолжалось накопление карбонатов на шельфе.

Существенные изменения в строении комплексов начинаются в конце палеоцена, в эоцене и позже, когда Средиземноморье было вовлечено в зону тектоно-магматической активизации. Последняя протягивается полосой, середина которой проходит от Гибралтара через Тирренское и Эгейское моря и середину Малой Азии. Комплексы представлены флишем, молассами, олистостромами, подстилающими крупнейшие аллохтонные блоки. С тектоно-магматической активизацией связаны магматические проявления разного состава. Отмеченные комплексы целесообразнее рассмотреть в следующем разделе при характеристике условий происхождения акваторий.

9.2. ТЕКТОНИКА И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Тектоника Средиземноморья чрезвычайно сложна из-за сочетания структур, сформированных в несколько тектоно-магматических циклов, обилия крупнейших аллохтонных блоков, имеющих, в свою очередь, сложную разрывно-складчатую структуру. Многочисленные концептуальные модели тектонического развития Средиземного моря кратко рассмотрены Я. П. Маловицким [154]. Из них с учётом последующих исследований следует выделить три основные.

Первая из них рассматривает тектонику Средиземноморья с позиций геосинклинальной концепции. При этом мезозойский Тетис и современное Средиземное море были выделены Ч. Шухертом в особый тип, названный мезогеосинклиналью – интерконтинентальной геосинклиналью. Она характеризуется абиссальными глубинами, исключительной подвижностью, очень сложной историей развития и состоит из ряда отдельных геосинклиналей и геоантиклиналей [275]. Наиболее полно с позиций геосинклинальной концепции тектоника Средиземноморья рассмотрена Ж. Обуэном [177].

В последние десятилетия XX века тектоника Средиземноморья рассматривается большинством геологов-тектонистов с позиций плитной концепции. Происхождение всех основных структурных элементов при этом трактуется как следствие сближения Евразийской и Гондванской плит, приводящего к закрытию древнего океана Тетис [115, 160, 173]. Тогда же предложена концепция новообразования дна Западного Средиземноморья в результате поднятия мантийного (астеносферного) диапира, на своде которого сиалическая кора разрушается и соскальзывает к внешним частям диапира с образованием складчатых зон или без таковых, а в своде глубинного диапира образуется грабен с океанической корой [288]. Таким образом, концепция развития тектонической и геодинамической систем, обусловленных глубинным диапиризмом, подразумевает формирование парагенезиса областей (или зон) деструкции и аккреции земной коры. Концепция глубинного диапиризма получила дальнейшее развитие в концепции глубинных плюмов, также используемых для объяснения геодинамики Средиземноморья.

Для понимания особенностей тектоники Средиземноморья уместно отметить его позицию в глобальных структурах Земли, выявленных методом сейсмической томографии [320]. Средиземноморско-Гималайский, как и Западно-Тихоокеанский, Восточно-Тихоокеанский глобальные тектонические и металлогенические пояса, а также Восточная Африка, располагаются над зонами впадин внешнего ядра Земли, т. е. соответствуют нашему пониманию в качестве гипотранзиталей.

Восточное ограничение собственно Средиземноморской части глобального пояса связано с перекрытием его Аравийской плитой, сползшей с ячеи Афар к северу на расстояние порядка 300 км, что сопровождалось одновременным приоткрыванием Красноморского и Аденского рифтов в последние приблизительно 20 млн лет.

Поскольку в Средиземноморье особенно ярко проявляется ячеистый и овальный характер контуров геологических структур, а также присутствуют прямолинейные рифтогены, плохо вписывающиеся в представления об их обусловленности столкновением Евразийской и Африканской плит, рассмотрим тектоническую взаимосвязь, геологические соотношения структурных парагенезисов разного времени с особенностями строения земной коры. При этом будем руководствоваться принципами компенсационной организации тектонического течения вещества [86]. Геология и история развития Западного и Восточного Средиземноморья существенно различаются, поэтому рассмотрим отдельно эти площади в качестве Западного и Восточного бассейнов.

Предлагаемая нами карта тектоники Средиземноморья, на основе которой делаются выводы, построена с использованием формационного подхода, т. е. базируется на выделении систем, объединяющих литолого-формационные комплексы разных режимов

развития земной коры в каждом из тектономагматических циклов: палеозойском, мезозойском, кайнозойском. Главным принципом районирования выбрано сочетание двух верхних формационных комплексов с учётом их возрастного интервала развития при стратиграфическом сочетании, что позволяет проследить латеральную миграцию структур во времени. Главным критерием определения исторического развития акваторий с деструктированной земной корой явился анализ состава литолого-формационных комплексов в смещённых от акваторий смежных аллохтонных блоках и времени их шарьирования, а также анализ строения глубоких горизонтов земной коры по геофизическим данным. Палеогеодинамика определялась по парагенетическим ассоциациям тектонических зон и областей.

9.2.1. Восточное Средиземноморье

На развитие Левантийского и Ионического морей в палеозое по типу окраинных морей указывает размещение к северу от них сиалических масс Балкан и Малой Азии, за ними – краевого вулканического пояса раннего карбона, а далее девонского бассейна с магматизмом, характерным для океанического типа земной коры. Перекрытие упомянутых зон в раннем карбоне надвигающимися к северу тектоническими покровами, сложенными толщами регионально метаморфизованных вулканогенно-осадочных пород силура и офиолитами, может говорить о вероятной связи этих структур с процессами деструкции коры в южных морях (например Левантийском), подобно тому, как это происходит в геодинамических системах активных окраин западнотихоокеанского типа. О подъёме и деструкции земной коры к югу от Малой Азии могут свидетельствовать крупные несогласия, возникшие в платформенных условиях на севере Восточной Африки перед карбоном и поздней пермью [299].

Так, к северу от Мёртвого моря карбонатно-глинисто-песчаные толщи поздней перми налегают на докембрий. На западе Синайского полуострова и к северо-западу от Суэцкого залива проявлены два несогласия: между толщами перми и позднего карбона и между толщами раннего карбона и кембрийским фундаментом. К западу от Каира глинистые осадки лейаса залегают на толщах докембрия. Возрастание роли глинистых фаций среднего–позднего триаса в северном направлении в ущерб карбонатным указывает на углубление бассейна. Таким образом, мощная осадочная толща Левантийского моря (а возможно, и Ионического), залегающая на безгранитной консолидированной коре, может начинаться с карбона, а не с триаса, как принято считать.

Рассмотренный зональный комплекс палеозойских структур позволяет заключить, что в нём закономерно должна присутствовать зона субдукции с падением к югу, с которой связан региональный метаморфизм нижне-среднепалеозойских вулканогенно-осадочных толщ (и сопутствующих им месторождений). Соответственно с этим происходило нагнетание сиаля к северу в зоне обдукции. То есть первое тектоническое увеличение мощности земной коры Большого Кавказа, Малой Азии, Балкан произошло в среднем палеозое. С позиций геосинклинальной концепции блоки этой коры можно относить к срединным массивам.

Расшифровка мезозойских преобразований земной коры Восточного Средиземноморья в значительной степени упирается в спорные аспекты возраста и природы офиолитов, широко проявленных во всем Средиземноморье. Представления о возможном присутствии в Динаридах, Эллинидах, Малой Азии палеозойских офиолитов [48] могут объясняться наличием регионально метаморфизованных вулканитов (метавулканитов), особенно тех, которые, подобно офиолитам Большого Кавказа, ассоциируют с древними толщами и характеризуются фациями высоких давлений и низких температур. Возраст таких офиолитов в Средиземноморье однозначно не определён, хотя для части из них установлен позднемеловой возраст метаморфизма. Часть офиолитов датируется по фаунисти-

чески обоснованному возрасту перекрывающих их пород, в частности карбонатных. Так, в ряде работ возраст офиолитов Троодоса датируется кампаном, с чем нельзя согласиться, поскольку кампан-маастрихтские породы залегают на офиолитах, находящихся в аллохтонной позиции и к тому же с перевёрнутой (опрокинутой) последовательностью залегания членов ассоциации.

На отдельных территориях Восточного Средиземноморья обнаружены неметаморфизованные амигдалоидные пиллоу-базальты, которым подчинены переслаивающиеся с ними радиоляриты, песчаники и известняки россо-типа с фауной верха анизийского – низа ладинского ярусов среднего триаса [332]. Все вулканиты щелочные, характеризующие ранние стадии мезозойского рифтогенеза, и не являются членами офиолитовой ассоциации. Предпринимаются попытки датировать предполагаемые офиолиты по изотопии минералов послеметаморфических даек базальтов кампанского возраста. Однако эти дайки более соответствуют времени развития вулкано-плутонических поясов и не должны, по нашему мнению, рассматриваться в качестве членов офиолитовой ассоциации.

Тем не менее, многие исследователи рассматривают офиолитовую ассоциацию весьма широко, включая в неё вулканогенные толщи, формирующиеся в принципиально разных геотектонических режимах, разделённые перерывами, но объединяемые одним вертикальным рядом геологических формаций. Такой подход принят и при описании офиолитов Средиземноморья [121–123]. А. Л. Книппер выделяет три типа офиолитов: лигурийский, малокавказский и оманский, отличающиеся составом и полнотой членов ассоциации.

Малокавказский тип, по А. Л. Книппер у с соавторами, отражает неопределённо длительный период формирования офиолитового комплекса, многочисленные перерывы в истории его образования и разнообразие магматических серий. В первый этап формировались тектонит-гарцбургиты, габбро (расслоенный комплекс и изотропное габбро), вулканические серии толеитового состава, обломочные породы с линзами и прослоями известняков. Вся эта толща метаморфизована в условиях амфиболитовой и зеленосланцевой фаций. В результате габбро и эффузивы преобразованы в габбро-амфиболиты с гранатом, а осадочные породы в зелёные сланцы. Во второй этап внедрялись диориты, кварцевые диориты, плагиограниты, датированные 168 ± 10 млн лет, т. е. самым концом средней юры. В третий этап внедрялись дайки долеритов, которые прорывали все более древние части офиолитового комплекса, происходило образование осадочных брекчий лигурийского типа, состоящих из обломков габбро, серпентинитов, долеритов, дацитов, метаморфических пород, долеритов, аналогичных дайковым. На брекчии налегают толеитовые базальты, местами содержащие огромное количество известняковых массивов разного возраста (позднедевонских, позднетриасовых, позднеюрских). Более молодые вулканические толщи, которые А. Л. Книппером относятся к верхней части офиолитового комплекса, имеют латеральные отличия и выделяются в подтипы. В первом подтипе отмеченные толеиты поздней юры сменяются щелочными базальтами, которые согласно перекрываются радиоляритами готтерива–баррема, а выше альб-сеноманскими турбидитами и флишем. Во втором подтипе щелочные базальты залегают непосредственно на серпентинизированных ультраосновных тектонитах и офиолитокластовых конгломератах, а перекрыты радиоляритами, как в первом подтипе. В третьем подтипе отмеченные вулканиты отсутствуют, а вместо них на размытой поверхности ультраосновных пород и габбро залегают трахибазальты, трахиандезиты, трахидациты, датируемые в основании разреза альбом–сеноманом, переслаивающиеся с радиоляритами, микритовыми известняками, офиолитокластовыми турбидитами. Присутствуют базальты и дациты известково-щелочной серии.

Если сравнить описание малокавказского типа офиолитов с разрезами литолого-формационных рядов (колонки I-9–12), то можно отметить, что вулканиты первого

этапа соответствуют времени накопления колчеданоносных среднеюрских формаций, т. е. позднерифтогенного режима. Региональный метаморфизм образований первого этапа, очевидно, характеризует те части вулканогенных толщ, которые попали в зону субдукции. Интрузивы (второй этап 168 ± 10 млн лет) характеризуют этап подъёма субдуцированных толщ, а более поздние образования – размыв извлечённых наружу ранее субдуцированных толщ и последующий вулканизм. Они отражают раннеорогенный режим краевого вулкано-плутонического пояса.

Таким образом, малокавказский тип офиолитов характеризует стадию формирования океанической земной коры и переходную к континентальной стадию, объединяя разные геодинамические режимы. Это побуждает с большой осторожностью относиться к реконструкции палеоокеанических бассейнов, магматических дуг по поясам развития аллохтонных блоков офиолитов, особенно по комплексам той их части, которые подвергались субдукции и позже были извлечены наружу.

В лигурийском тектоническом покрове базальты залегают на древних лерцолитах, выведенных к поверхности морского дна, претерпевших экзогенное разрушение с образованием офиокластитовых брекчий и офиокальцитов. Возраст базальтов определяется по перекрывающим их титонским кремнистым осадкам и титон-берриасским известнякам. Этому времени на Малом Кавказе соответствует начало переходной стадии развития земной коры.

С изменчивостью состава толщ в литолого-формационных комплексах Восточного Средиземноморья более всего гармонируют представления о возрасте океанической части офиолитов как поздний триас–ранняя или средняя юра при начале деструкции земной коры в среднем триасе.

Указать точное положение области или зоны среднетриасовой деструкции коры затруднительно. С одной стороны, следы её фиксируются в аллохтонных блоках, находящихся в настоящее время на о. Самос и в расположенных юго-восточнее Тавридах [332]. С другой стороны, накопление мощной таврической серии триас-юрского возраста в Крыму, представленной флишем с олистостромой, может быть косвенным свидетельством деструкции коры в области Чёрного моря, если принять во внимание особенности её глубинного строения. Отмеченные обстановки могут соответствовать двум независимым зонам деструкции: внешней на юге и внутренней ячеистой (задуговой) на севере.

В северной области, возможно, существовала линейная зона деструкции (тектоно-магматической активизации), если рифтогенные толщи юры, вмещающие месторождения филизчайского типа южного склона Большого Кавказа (колонка I-13) и Странджи (колонка II-5), составляли одно целое. Предполагать это позволяет не только общий подъём поверхности Мохо под Чёрным морем, на фоне которого возможно развитие линейных рифтогенов, но и относительный подъём поверхности Мохо в районе Странджи и р. Марицы. Эта зона деструкции, очевидно, была не единой, так как в Лабино-Малкинской зоне (колонка I-16) фиксируются её существенный подъём и глубокий размыв до уровня силурийских толщ, а также проявление в плинсбахском веке ранней юры вулканитов повышенной щёлочности (при существенно меньшем предъюрском размыве в зоне Передового хребта). Следы раннеюрского вулканизма присутствуют и в блоках зоны Главного хребта Большого Кавказа.

Все офиолитовые комплексы, которые могут сопоставляться с океанической корой мезозоя, имеют аллохтонное залегание, слагая тектонические покровы Динарид, Эллинид, Тавра, Кипра (Мамония). Они метаморфизованы и перемежаются с тектоническими покровами, сложенными комплексами метаморфизованных пород домезозойской континентальной коры, которые обрамляют фронтальную (южную) часть вулкано-плутонического пояса позднего мела–эоцена. То есть природа этих офиолитов проблематична.

Образования завершающей стадии рифтогенного режима и начала переходной стадии фиксируются риолит-базальтовой

и андезидацитовой колчеданоносными формациями средней юры. В современной структуре они представлены лишь фрагментом Малого Кавказа. В Среднегорье колчеданные месторождения, относимые к малокавказскому типу, залегают в толщах позднемелового ВПП и их следует относить к иному типу – стратоидному (типа манто). Рифтогенные вулканические формации средней юры здесь не установлены.

Этап накопления флиша в раннем мелу, предшествующий комплексам ВПП, совпадает с датировкой метаморфизма высоких давлений и низких температур в офиолитах и иных породах, что может свидетельствовать о проявлении в это время процессов субдукции-обдукции. Развитие ВПП сопровождалось ростом орогена, на что указывает наличие флиша позднего мела в Динаридах-Эллинидах в тылу ВПП (на границе с Мизийской впадиной) и на фронте внешних аллохтонов. Фронтальный флиш в современной геологической структуре залегает аллохтонно на карбонатных шельфовых толщах, накапливавшихся с позднего триаса по эоцен. На это указывают тектонические окна Олимпа и Парнаса с такими же карбонатными толщами, выступающими из-под аллохтона.

Вместе с домезозойскими метаморфизованными породами в орогене были подняты и офиолиты, которые образовали шарьяжи, сползающие в южном и юго-западном направлениях с развитием олистостромы на уровне кампанских карбонатных толщ в Анатолии и Тавридах. Сходная тектоническая ситуация повторилась в эоцене с развитием ВПП, орогенеза, с центробежным движением шарьяжей, миграцией краевого прогиба в сторону Адриатики. Последнее фиксируется возрастным смещением флиша в разрезах (колонки III-1–3). Более щелочной состав вулканитов эоцена по сравнению с вулканитами позднего мела ВПП может косвенно указывать на рост мощности земной коры. Этот рост коры и развитие орогена увязываются с процессами деструкции коры под Чёрным морем, где высоко (до глубин 22–24 км) поднята поверхность Мохо, и с возможным сокращением сиаля под Мизийской впадиной, где, хотя и в меньшей степени, поверхность Мохо также поднята на несколько километров по сравнению с северной и южной территориями.

Таким образом, главным фактором тектонического развития Восточного Средиземноморья в мезозое является геодинамическая система, определяемая ячеистым глубинным поднятием под Чёрным морем и его западным и восточным флангами. С активным южным фронтом поднятия связываются развитие дугообразного Среднегорско-Понтийско-Малокавказского ВПП (внутренняя вулканическая дуга) и обрамляющая зона внешних орогена и аллохтонов (внешняя невулканическая дуга, или внешний береговой хребет), сформированных за счёт обдукции масс с севера. Данная система подразумевает существование обстановки, в которой происходил региональный метаморфизм пород мезозойского возраста. Однако из-за наложенной кайнозойской тектоники определить, в каком месте к югу и юго-западу от ВПП были ограничения субдуцируемого тела, не представляется возможным.

Лишь приблизительно можно наметить первичную позицию мезозойского океаноподобного бассейна и зоны субдукции, в которой поглощена значительная часть его земной коры в области, смежной с Черноморским бассейном, учитывая особенности геологических структур, вулканических комплексов и их позиции в аллохтонах. Во-первых, почти все офиолитовые аллохтоны расположены южнее Среднегорско-Понтийского ВПП (магматической дуги), Родопского, Сербско-Македонского массивов на Балканах, в то же время перекрывая Мендересский и Киршехирский массивы в Малой Азии. Юго-западнее и южнее этих территорий аллохтоны налегают на толщи, имеющие под собой образования мезозойского карбонатного шельфа. То есть место для океаноподобного бассейна остаётся лишь между ВПП и карбонатным шельфом. Во-вторых, именно во внешних аллохтонах расположены базальтоиды нижних частей вулканогенного члена офиолитовой ассоциации (с кол-

чеданными месторождениями кипрского типа), которые не подвержены региональному метаморфизму в отличие от аллохтонов, расположенных севернее, регионально метаморфизованных и надстраиваемых неметаморфизованными вулканитами ВПП. При северном падении зоны субдукции естественно ожидать, что поднятые при орогенезе её части с регионально метаморфизованными офиолитами и блоками сиалической коры окажутся на севере по отношению к блокам, не подвергнутым субдукции. Такой зональный комплекс офиолитов, сопровождаемый олистостромой и меланжем, присутствует на территории Малой Азии, наползая на южный карбонатный шельф.

Кайнозойская геодинамика существенно усложняет тектонику Средиземноморья предшествующих тектоно-магматических циклов. Важную роль при этом играют зоны тектоно-магматической активизации трёх главных направлений: близширотного, северо-западного, близмеридионального. Первая из них протягивается широкой полосой от Гибралтара (захватывая Бетиды, Эр-Риф) через Тирренское, Эгейское моря, всю Малую Азию. Вторая захватывает широкой полосой Паннонско-Карпатскую и Эгейскую области, возможно, продолжаясь в Красное море. Близмеридиональная зона лишь краем касается рассматриваемой территории. Она продолжает зону Африканских грабенов, а на севере соответствует Транскавказскому поперечному поднятию, выделенному Е. Е. Милановским. Судя по широко проявленному в этих зонах кайнозойскому магматизму и морфологии их структур, зоны отражают поднятия глубинных масс в виде валов, на которых вырастают ячеистые поднятия с соответствующим комплексом ячеистых структур (центральными депрессиями и периферическими дугами). Другие зоны тектоно-магматической активизации в Западном Средиземноморье охарактеризованы ниже.

Кайнозойские структуры хорошо выражены геоморфологически. Паннонско-Карпатская область лишь своей южной частью входит в пределы рассматриваемой территории. Эта область характеризуется наличием центральной депрессии (Паннонской впадины и её Трансильванского фрагмента) с повышенной мощностью осадочного слоя и поднятой поверхностью Мохо. Это поднятие и относительно повышенный тепловой поток корреспондируют с развитием вулканизма: в миоцене – кислыми извержениями с высокой эксплозивностью, в плиоцене–плейстоцене – извержениями (преимущественно по краям впадины) базальтов и андезибазальтов. Антидромная последовательность развития магматизма характеризует деструкцию континентальной коры [261]. Отток глубинных масс от области деструкции обусловил развитие Карпатской дуги, способствовал продвижению на юго-запад аллохтонных блоков Динарид, привёл к увеличенному повороту по часовой стрелке западного конца мезозойского ВПП, к развитию компенсационных краевых прогибов, заполненных четвертичной молассой.

Эгейская область наложена на сиалическую земную кору палеозоя и мезозоя. Она характеризуется развитием полного комплекса парагенетических структур по типу западнотихоокеанских окраин, но со своей спецификой состава. Во впадине Эгейского моря миоценовые вулканические известково-щелочные породы повышенной калиевости сменились позже толеитовыми и субщелочными базальтами. В южной и юго-западной частях выделяется островная вулканическая дуга, которая к северо-западу переходит в континентальный вулканический пояс. Южнее вулканической дуги расположен задуговой бассейн – Критская котловина. Остров Крит представляет собой часть внешней невулканической дуги с фрагментами аллохтонных офиолитов. Эта дуга имеет своё продолжение в Эллинидах в виде Субпелагонийско-Златиборской зоны аллохтонов. Изгиб офиолитовой зоны на широте около 42° с. ш. демонстрирует смену деформационных структур, относящихся к разным ячеям – Эгейской и Паннонской. Подобного рода изгиб зоны офиолитовых аллохтонов (изгиб Испарты) демонстрирует переход дуги к соседней ячее – Анатолийской. К югу от Крита на-

ходится Эллинский (Гелленский) глубоководный жёлоб. Южнее расположен дугообразно изогнутый Восточный Средиземноморский хребет, который по позиции относительно глубоководного жёлоба является гомологом внешнеокеанических валов в случае перехода к океану, а не к платформе, как в Средиземноморье.

Центрально-Анатолийская область обладает многими общими тектоническими чертами с Эгейской областью, несмотря на значительно более высокое стояние над уровнем моря и, соответственно, глубже расположенную поверхность Мохо. Это сходство особенно явно проступает в их геоморфологии (рис. 9.3). Центр области представляет депрессию, заполненную кайнозойской молассой с мощностью осадочного слоя до 5 км. К депрессии приурочены поля вулканитов миоцена и главным образом плиоцена–плейстоцена. Вулканиты представлены игнимбритами средне-кислого состава и более поздними андезибазальтами, базальтами, андезитами, дацитами, риолитами. Депрессия обрамляется амагматичными в четвертичное время зонами, выпуклыми в сторону Чёрного моря на севере и Левантийского моря на юге. Изгибы аллохтонных пластин офиолитов подчёркивают эту структуру. Тавр представляет амагматичную в кайнозое зону внешних береговых аллохтонов с вулканогенной зоной в тылу, а Кипр – отвалившуюся к югу фронтальную часть зоны внешних аллохтонов. Примечательно, что во внешних аллохтонах Кипра и в Субпелагонийско-Златиборской зоне Эллинид присутствуют офиолиты в опрокинутом залегании, что позволило эрозионным процессам вскрыть на большой площади дунитовую часть ассоциации с хромитами. Возможно, этим объясняется открытие наибольшего числа хромитовых месторождений именно в этих зонах.

Выпуклая к северу Черноморская береговая линия, как и изогнутая в плане структура зоны Понтид, может свидетельствовать о расползании этих образований, как и Таврских, центробежно от ядра глубинного поднятия, определившего кайнозойский магматизм. С такого же рода поднятием могут связываться северная вергентность складок от Родоп к Балканам и их наползание на Мизийскую впадину.

С близмеридиональным растяжением центральных частей Эгейской и Центрально-Анатолийской областей гармонирует развитие в них серии частных близширотных рифтов. К наиболее крупным из них относятся Северо-Эгейский и Северо-Скиросский. С первым ряд исследователей связывает происхождение впадины Мраморного моря по механизму pull-apart при сдвиге по Северо-Анатолийскому разлому. В настоящее время разлом развивается как правый сдвиг. С учётом простирания Северо-Эгейского рифта его приоткрывание возможно только при левом сдвиге.

В крайней восточной части Средиземноморья по механизму pull-apart в кайнозое сформировался рифт Мёртвого моря. С близмеридиональной зоной тектоно-магматической активизации связаны крупные поля базальтов на территории Аравийского блока.

Подводя итог рассмотрению тектоники Восточного Средиземноморья, следует отметить, что одним из важных теоретических выводов по его геодинамике является то, что подток глубинных масс под Балканы и Малую Азию привёл к оттоку глубинных масс под смежными с ними зонами Левантийского и Чёрного морей. Литосфера их акваторий с уничтоженным гранитным слоем в палеозое у первого и в мезозое у второго стала опускаться в кайнозое, подобно глубоководным желобам или миогеосинклиналям, характеризоваться пониженным тепловым потоком и мощным осадочным слоем.

Такой вывод, следующий из изучения геодинамических систем Восточного Средиземноморья – на весь фанерозой, может решить весьма дискуссионную проблему происхождения и геодинамики морей типа Чёрного, Каспийского и Мексиканского залива. Рассмотренный механизм не требует привлечения развиваемой Е. В. Артюшковым [8] гипотезы эклогитизации базальтового слоя как главного фактора погружения, вызывающей критику с позиций петрологии [261].

Рис. 9.3. Физиография (теневой рельеф земной поверхности).

9.2.2.
Западное Средиземноморье

О палеозойской тектонике Западного Средиземноморья можно судить главным образом по геологии Иберийского полуострова, островов Корсика и Сардиния, а также по палеозойским комплексам в тектонических покровах, которые выносятся на площади, прилегающие к областям деструкции земной коры в пределах современных акваторий.

На территории Иберийского полуострова раннепалеозойские комплексы от кембрия по силур включительно представлены трансгрессивной серией терригенных осадков с небольшой долей базальтоидов, распространённых преимущественно в центре Иберии на уровне среднего–позднего ордовика–силура. Они характеризуют рифтогенный тектонический режим.

Начиная с девона территория характеризуется регрессивной направленностью осадконакопления. На этом фоне особо выделяется юго-западный край Иберийского полуострова, где в раннем карбоне развивается контрастная базальт-риолитовая формация с колчеданно-полиметалличесскими месторождениями пояса Уэльва, находящегося непосредственно к западу от границы карты (см. рис. 9.1). Восточное продолжение пояса не исключено под чехлом молодых отложений и на изучаемой территории. Наличие пояса в тектоническом аспекте интересно как свидетельство деструктивных процессов земной коры южнее Иберийской орогенной области. В последней, кроме того, проявлены позднепалеозойские граниты. Иначе говоря, здесь существует некоторая аналогия с палеозойским развитием части Левантийского моря и орогенной частью Малой Азии. После накопления сероцветных и красноцветных моласс в позднем палеозое и раннем триасе территория Иберии превратилась в эпигерцинскую платформу с шельфовыми фациями.

Типичную континентальную кристаллическую кору, сложенную допалеозойскими метаморфическими, палеозойскими рифтогенными толщами, пермской молассой, имеют острова Корсика и Сардиния. Эта кора перекрыта юрскими карбонатными породами шельфовой фации.

Комплексы палеозойской континентальной коры и шельфовые фации мезозоя постоянно присутствуют в аллохтонах, смещённых от Альборанского моря на территорию Иберии и север Африки. Из этого можно заключить, что данная территория также имела характер мезозойского карбонатного шельфа с континентальной корой.

Такого же типа палеозойские комплексы с разным уровнем сохранности предпермского размыва присутствуют в аллохтонных блоках, смещённых от Тирренского моря на территорию центра Апеннин (Тосканский аллохтон – колонка IV-2), Калабрии и восток Сицилии (покров Банья – колонка IV-7).

В автохтонных блоках Адрии (Южные Апеннины), как и в аллохтонах Северных Известняковых Альп (Южные Альпы) и Гельветском (северо-запад Альп), мезозойские шельфовые толщи всюду подстилаются палеозойскими или более древними континентальными образованиями. Таким образом, практически вся территория Западного Средиземноморья в мезозое представляла собой шельф с континентальной корой.

Исключением из этой общей ситуации является разрез Лигурийского аллохтона, смещённого с юга на север. Основание разреза сложено мантийными тектонитами – лерцолитами, т. е. недеплетированными образованиями, характерными для континентальной литосферы [122]. Лерцолиты прорваны небольшими массивами феррогаббро, ферродиоритами и плагиогранитами. Эти образования подвержены метаморфизму с возрастом 148 ± 10 млн лет (начало титонского века поздней юры). Гипербазиты, габброиды к этому времени были подняты к поверхности морского дна, разрушались и перекрыты осадочными офикальцитовыми брекчиями, после этого базальтами, а выше радиоляритами титона и микритовыми известняками титона–берриаса. Базальты и радиоляриты содержат многочисленные линзы офиолитокласто-

вых брекчий. По мнению А. Л. Книппера с соавторами [122], эта обстановка характерна для рифтовых зон или трансформных разломов. С учётом общей ситуации эпиконтинентального моря последняя обстановка наиболее вероятна, отражает, очевидно, узкий бассейн типа pull-apart. Факт наличия сдвигового (трансформного) разлома, заложенного в самом конце юрского периода к югу от современной позиции Лигурийского аллохтона, важен для рассмотрения кайнозойской геодинамики Западного Средиземноморья.

С заключением о континентальном типе коры Западного Средиземноморья до этапа кайнозойского тектоногенеза гармонирует состав гипербазитов в аллохтонах, вынесенных из глубин Альборанской территории – массивы Бени-Бушер в Марокко, Ронда и Охен в Бетской Кордильере на юге и массив Иврea в Западных Альпах на севере. Эти массивы сложены главным образом шпинелевыми лерцолитами [176]. Что касается многих других фрагментарных блоков офиолитов, вынесенных из глубин в виде аллохтонов (Апеннины, Калабрия, Корсика), состав которых на геохимических диаграммах попадает в поле океанических пород [122], то нужно иметь в виду их глубокий метаморфизм и тесную ассоциацию с гнейсами и кристаллическими сланцами. Такое может быть в случае субдукции древних океанических офиолитов под континентальную кору и последующем выносе этой совместной ассоциации к поверхности при деструкции континентальной коры в области Тирренского моря в кайнозойское время. Естественно, что по офиолитам такого рода нельзя реконструировать мезозойские океанические бассейны на территории Западного Средиземноморья, представлять Тетис в качестве океана.

Из особенностей геодинамики Западного Средиземноморья в конце мезозоя–начале кайнозоя необходимо отметить развитие поднятия в Каталонских горах, заходящего овалом в прирусловую часть долины р. Эбро. Это поднятие фиксируется по отсутствию позднемеловых отложений. Палеоцен-эоценовые толщи, а местами и более молодые, вплоть до миоценовых, ложатся на размытую поверхность пород раннего мела и более древнего возраста [314]. В направлении к югу и северу, а также на склонах Пиренейских гор верхнемеловые отложения присутствуют. Этот факт важен для интерпретации позиции Корсики вместе с Сардинией в связи с генезисом дна акваторий Валенсийского и Алжиро-Прованского бассейнов, о чём речь пойдёт позже.

Кайнозойская геодинамика существенно преобразовала структуру Западного Средиземноморья, сформированную до этого. Главные структуры Западного Средиземноморья явно связаны с глобальными структурами, а более мелкие определяются их частными осложнениями. По геодинамическому типу развития глобальные структуры и их фрагменты в Западном Средиземноморье могут быть разделены на три типа: 1 – линейные зоны тектоно-магматической активизации, осложнённые глубинными ячеистыми (овальными в плане) поднятиями с деструкцией земной коры в центре и аккреционными активными окраинами по их периферии (подтип западнотихоокеанской геодинамики); 2 – линейные зоны тектоно-магматической активизации с пассивными окраинами (подтип атлантической геодинамики); 3 – зоны сдвигов с большой амплитудой перемещений (подтип трансформной геодинамики).

К главной зоне первого типа относится западная часть упомянутой близширотной зоны тектоно-магматической активизации, приведшей к деструкции земной коры в полосе от Альборанского моря до Тирренского моря включительно с развитием крупнейших аллохтонных блоков, вынесенных на смежные территории от глубинных ячеистых поднятий под упомянутыми морями. Кроме того, с этой зоной, как и в восточной её части, связано развитие краевых вулкано-плутонических поясов и островных дуг.

Ко второму типу относится зона тектоно-магматической активизации, которая является южным окончанием глобальной зоны грабенов (рифтогенов), трассируется к северу через грабены Ронский, Рейнский, Осло. В отличие от предыдущей эта зона не

сопровождается выносом аллохтонов на смежные территории от осей деструкции земной коры, характеризуется простым расхождением (спредингом) окраин.

Ещё одна зона тектоно-магматической активизации, характеризующаяся, как и вторая, деструкцией земной коры и линейными грабенами, протягивается от Пантеллерийско-Мальтийской зоны частных грабенов через юг Сардинии на северо-запад. Этой зоне могут отвечать частные грабены в восточной части Сардино-Балеарской абиссальной равнины.

Отражением крупного глубинного валообразного поднятия с серией отходящих от него ячеистых поднятий (судя по поднятиям Мохо в Ионическом море, Южной Адриатической котловине, Венгерской депрессии и далее зоны наибольших глубин Балтийского моря и его Ботнического залива) является резкий перепад глубин дна западной части Ионического моря (Мальтийский эскарп), а также перепад стратиграфических уровней на границе Восточных Альп и тыла дуги Северных Карпат. Данная глубинная структура особенно ярко выражена в геоморфологии морского дна. Борта бассейнов отодвинуты друг от друга в близширотном направлении на расстояние около 400–450 км. Это хорошо видно на рис. 9.3 по ширине глубинной котловины Ионического моря и соответствующему расстоянию в том же направлении Адриатического моря, а также по конфигурации глубинного перешейка между названными морями. Эти факты, а также весьма плоский характер морского дна могут отражать раздвиг.

Выделение крупных зон трансформного типа на территории Западного Средиземноморья затрудняется тем, что они осложнены воздействием ячеистых глубинных поднятий и их расползающихся периферических масс, в результате чего поверхностные части трансформных зон попадают в аллохтоны, а глубинные части, по-видимому, отжимаются в сторону от центра ячей. Возможно, по этой причине трансформные разломы не получили должного отражения на большинстве геологических и тектонических карт обзорного масштаба. Однако их роль в кайнозойской, а по косвенным данным и в более древней геодинамике весьма примечательна и заслуживает специального рассмотрения.

Вероятно, главным из трансформных является разлом, ограничивающий с севера Пиренейский полуостров и трассируемый к западу и востоку. Назовём его Транспиренейским. На Пиренеях этот разлом был намечен М. Маттауэром и М. Готтисом при изучении геологии перми и мезозоя [265, 300].

М. Маттауэр, отмечая, что позднепалеозойские молассы заполняют небольшие впадины, резко несогласно наложенные на более древние комплексы, предположил, что к позднему палеозою образовался крупный правый сдвиг вдоль северного края осевой зоны разлома, положивший начало отделению Иберийского блока от собственно Европейского. М. Готтис отметил, что в позднем триасе в осевой зоне и севернее её появились верхнетриасовые офиты и спилиты. В позднем апте и альбе в прогибах осевой зоны отлагались известково-глинистые и глинистые осадки большой мощности, что, вероятно, было связано с приоткрыванием по шву правого сдвига. Вдоль этого «зияния» на поверхности появились лерцолиты (название пород происходит отсюда), другие перидотиты и эффузивы толеитового состава. То есть здесь имеет место трансформная обстановка, которую А. Л. Книппер с соавторами [122, 123], вслед за Э. Аббате и М. Лимойном [287, 312], выделяют по лерцолитам в Лигурийском аллохтоне, расположенном в северо-восточной части Лигурийского моря.

На продолжение Транспиренейского разлома к востоку от Пиренеев может указывать и высокоградиентная зона перепада рельефа кристаллического фундамента в Лионском заливе, продолжающая, но с противоположным направлением градиента того же рельефа, высокоградиентную зону на севере Иберийского полуострова (см. рис. 9.3, [251]).

Под Лигурийским морем и к северу от Тирренского моря подобных градиентов в рельефе фундамента не наблюдается. Это вполне согласуется с более поздним развитием деструкции земной коры под упо-

мянутыми морями, которая могла вызвать отжимание позиции разлома к северу и перемещение лигурийских лерцолитов в аллохтонном блоке. Однако далее к востоку, в Адриатике, на территории с пассивным геотектоническим режимом развития вновь появляется зона с близширотным простиранием уступа фундамента, но с менее резкими градиентами. На наличие здесь разлома такого направления может указывать и то, что все удлинённые острова северо-восточного борта Адриатики параллельны её береговой линии, а на трассируемой зоне разлома острова Хвар, Корчула и другие, расположенные рядом, вытянуты в близширотном направлении.

Далее к востоку, где развиты аллохтоны, смещённые к юго-западу от областей глубинных Паннонского и Эгейского диапиров, в фундаменте нет подобной близширотной зоны. Ещё восточнее, в частности по южной границе Мизийской впадины, отмечается близширотный уступ фундамента с высокой крутизной склона. С учётом древнего возраста заложения Транспиренейского разлома, сопровождаемого бассейнами типа pull-apart, можно допустить, что расположенные ещё восточнее фрагменты юрского рифтогена, вмещающие в Странджe и на южном склоне Большого Кавказа колчеданные месторождения филизчайского типа, могли быть обусловлены той же геодинамикой.

К западу от Пиренеев, за пределами рассматриваемого региона, Транспиренейский разлом может быть протрассирован по узкой зоне отрицательных магнитных аномалий у основания континентального склона [161]. Данная зона протягивается на запад в близширотном направлении вплоть до субмеридиональной магнитной аномалии № 34 (в 500 км к западу от побережья Иберийского полуострова) (рис. 9.4). Этому же направлению следуют изобаты дна к югу от подводных гор Шарко.

Магнитная аномалия № 34 в 900 км южнее ограничивает другую субширотную узкую зону отрицательных аномалий, трассируемую на восток–северо-восток и переходящую в крупный Гвадалквивирский разлом, ограничивающий с севера впадину долины р. Гвадалквивир. Восточнее Иберийского полуострова Гвадалквивирский разлом явно не прослеживается. Вероятно, он перекрыт молодыми толщами и аллохтонными блоками. С этим разломом мог быть связан узкий бассейн с лерцолитами и базальтоидами, вынесенными в аллохтонах Бетской и Суббетской зон (колонки VI-8, 9).

Очень крупные сдвиговые перемещения по Транспиренейскому и Гвадалквивирскому разломам, с которыми связано развитие Алжиро-Прованского бассейна, нагляднее всего проявлены западнее рассматриваемого региона. По этим разломам Иберийский блок смещён в Атлантику. Шельф Атлантики к западу от Иберийского блока весьма узкий, в отличие от шельфа, расположенного севернее Транспиренейского и южнее Гвадалквивирского разломов. Правостороннее смещение границы шельфа континентального склона на севере составляет около 500 км, а левостороннее на юге порядка 300 км. Такая разница амплитуд может быть следствием смещения севера Африки в западном направлении относительно Иберии при раскрытии Ионической глубоководной котловины (см. рис. 9.3).

Отмеченные перемещения Иберийского блока к западу в Атлантику указывают на несостоятельность представлений У. С. Кэри о развитии Бискайского залива как «Бискайского сфенохазма», т. е. клинообразного раскола блока Иберии (ныне Пиренейского полуострова) от Бретани (западной части Франции) путём поворота блока против часовой стрелки, вследствие чего возникла акватория залива [144]. В обоснование такого представления приводятся палеомагнитные данные, не вполне убедительные. В этой же работе даётся аналогичная схема раскрытия Алжиро-Прованского бассейна и Тирренского моря при повороте Сардинии и Аппенинского полуострова против часовой стрелки.

Смещения по трансформным разломам и другие геоморфологические, геофизические и геологические факты позволяют отметить главные черты развития Алжиро-Прованского бассейна и внести некоторые коррективы в представления о геодинамике этой области.

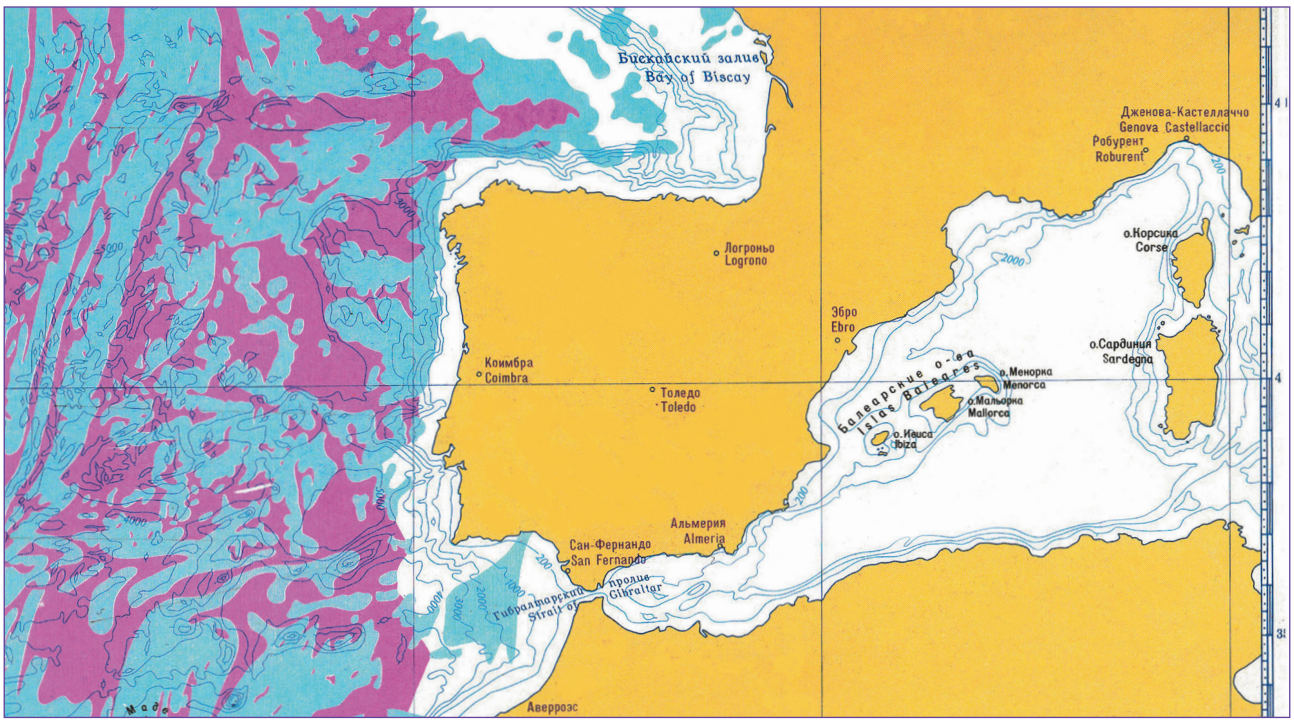


Рис. 9.4. Отражение Транспиренейского и Гвадалквивирского разломов в зонах отрицательных магнитных аномалий близширотного простирания и смещений Иберийского блока в Атлантику по резкому изменению ширины шельфа (из [161]); отрицательные аномалии показаны малиновым цветом.

Модель развития Корсо-Лигурийской и Сардино-Балеарской частей Алжиро-Прованского бассейна, аналогичная упомянутой модели У. С. Кэри, была предложена Ле Пишоном и получила широкое распространение в представлениях исследователей. В. Е. Хаин отмечает: «По общему убеждению, образование Сардино-Балеарской впадины было связано с отколом 20 млн лет тому назад от южной окраины Европейского материка блока Корсики и Сардинии, ранее непосредственно примыкавшего к Приморским Альпам, и поворотом его против часовой стрелки с перемещением Корсики на 40–50 км, а Сардинии на 120–150 км к юго-востоку. Процесс новообразования океанической коры начался на севере, в Лигурийском троге, где закончился к 21 млн лет тому назад, и продолжался к югу, достигнув Южно-Балеарской впадины к 17–16 млн лет тому назад. Одновременно продолжалась, до 8 млн лет тому назад, деструкция континентальной коры в Балеарском троге и море Альборан» [266].

Подобная модель развития бассейна, вопреки общему убеждению, ставилась под сомнение Б. Бижю-Дювалем с соавторами [80]. Р. Трюмпи относил фундамент Корсики не к продолжению Пиренеев, а к Иберии [333]. Наши материалы [251] также противоречат модели Ле Пишона. Во-первых, в отличие от разрезов Пиренеев, где присутствуют верхнемеловые толщи, таковые отсутствуют на Корсике, и геологическая ситуация Сардино-Корсиканского блока более отвечает Каталонским горам на востоке Иберии. Такое же соответствие геологическим разрезам восточного побережья Иберии имеют разрезы Балеарских островов. Особо необходимо подчеркнуть отличие геологических разрезов на островах Мальорка и Менорка. Последний сходен с разрезом района Барселоны в Каталонских горах [265, 314].

Практически всеми исследователями отмечается, что Балеарские острова продолжают Бетскую Кордильеру. Последняя, имея на юге Иберии восточно-северо-восточное простирание, на востоке при-

обретает северо-восточное простирание, почти параллельное восточной береговой линии. На карте рельефа земной поверхности (см. рис. 9.3) видно, что северо-западные контуры шельфа блока, объединяющего Балеарские острова, повторяют контуры восточного ограничения шельфа Иберийского полуострова. Таким образом, судя по геологии и геоморфологии, блок Балеарских островов ранее соединялся с Иберией, о. Ивиса занимал позицию юго-западной части современного Валенсийского залива, а о. Менорка располагался в северном борту древнего русла р. Эбро юго-восточнее Барселоны. На той же карте видно, что рельеф о. Корсика аналогичен рельефу юго-восточной части Пиренейских гор, а рельеф Сардинии повторяет рельеф Каталонии. Юго-восточный выступ шельфа Балеарского блока, соответствующий о. Менорка, вписывается в западный проём шельфа между о. Корсика и о. Сицилия. Возможно, южная часть проёма могла соответствовать древнему руслу р. Эбро, а западная часть Сардинии примыкала к блоку Балеарских островов. Расстояние между западным шельфом Сардино-Корсиканского блока и восточным шельфом Балеарского блока, если этот блок присоединить к Иберии, составит около 500 км. Это расстояние аналогично амплитуде правого сдвига по Транспиренейскому разлому и может соответствовать раскрытию Алжиро-Прованского бассейна.

Северным ограничением раскрывающегося бассейна был Транспиренейский разлом, определивший весьма крутой склон дна моря. Земные слои, по которым происходил спрединг литосферы, не установлены. Судя по присутствию в фундаменте Западного Средиземноморья до развития спрединга метаморфически расслоенных древних комплексов глаукофановой фации, можно считать, что пологая сланцеватость в них могла обеспечивать скольжение расползающихся в стороны бортов бассейна при подъёме мантийного вала.

Из геологической ситуации следует, что смещение Балеарского блока к юго-востоку с раскрытием Балеарского моря, а также раскрытие Лигурийского моря происходили позже. Наличие серии грабенов северо-восточного простирания вдоль восточного края Иберии, приуроченность к ним вулканов с основанием в подсолевой толще, т. е. ниже мессиния [80], абсолютный возраст вулканитов (около 20 млн лет) могут указывать на раскрытие Балеарского моря, вероятнее всего, в раннем миоцене.

Что касается Алжиро-Прованского бассейна, то процесс его образования мог быть длительным и прерывистым. Первые фазы деструкции его земной коры могли относиться к австрийской фазе тектоногенеза, т. е. к самому концу раннего–началу позднего мела. На это может указывать уже упомянутое поднятие земной коры, приведшее к отсутствию позднемеловых осадков в низовьях р. Эбро и на Корсике. В это время, возможно, происходило развитие частных рифтогенных бассейнов, о чём может свидетельствовать появление внутри мезозойских (в целом карбонатных шельфовых) фаций участков с глубоководными глинистыми и кремнистыми осадками апта–турона, ныне присутствующими в Нижне-Лигурийском (колонка V-4) и Чилено (колонка IV-5) тектонических покровах, а также в Эр-Рифе (колонка VI-2) и Телль-Атласе (колонка VII-3). Вместе с тем сохранение геоморфологических черт, общих для Иберии, Балеарского и Сардино-Корсиканского блоков, может говорить о достаточно молодом возрасте их разделения. После того как Сардиния заняла своё современное положение, южная её часть была осложнена грабеном, расположенным на оси Пантеллерийских грабенов северо-западного простирания, сопровождаемых неогеновыми вулканами, извергавшими трахибазальты (вулкан Линоса), трахиты и пантеллериты (о. Пантеллерия).

В отличие от описанных бассейнов Западного Средиземноморья, окраины которых не сопровождаются наклонными сейсмофокальными зонами и центробежными шарьяжами, т. е. развивающихся по атлантическому геодинамическому типу, бассейны Альборанский, южная часть Алжиро-Прованского и Тирренский принадлежат к зоне тектоно-магматической активизации с ячеистой деструкцией земной

коры, которая сопровождается выносом шарьяжей на прилегающие территории.

На значительной части дна этих бассейнов распространены эвапориты мессиния, что позволяет определить возраст их коры как доплиоценовый. На континентальную кору, существовавшую на их площадях до её деструкции, указывают разрезы аллохтонных блоков в обрамлении. Так, в аллохтонных блоках, смещённых к югу и западу от Альборанского моря, – Эр-Риф (колонка VI-5), Себтиды (колонка VI-6) – выносятся сначала толщи шельфовых фаций палеогена и мезозоя с их палеозойским осадочным фундаментом, а затем кристаллические сланцы с лерцолитовыми массивами. Время выноса аллохтонов и их шарьирования фиксируется миоценовой олистостромой (колонка VI-2) и налеганием шарьяжей на раннемиоценовый флиш (колонки VI-4, 5). Аналогичная картина имеет место и в северном борту Альборанского моря, где на эоцен-олигоценовый флиш с раннемиоценовой олистостромой Суббетской зоны выносятся шарьяжи с палеозойской континентальной корой Бетской зоны (колонки VI-7–9).

Альборанскому морю соответствует ячеистое поднятие границы Мохо до глубины менее 16 км. Другое поднятие Мохо (до – 12 км) фиксируется в Алжирской котловине и на юге Сардино-Балеарской абиссальной равнины. Этим ячеям деструкции земной коры акваторий соответствует серия шарьяжей, надстраивающих земную кору Африканского побережья. Время шарьирования фиксируется олистостромой тортона (колонка VII-2). При формировании пакета шарьяжей на уровень кайнозойских карбонатных шельфовых фаций выносятся тектонические блоки с палеозойскими метаморфическими породами, вмещающими ртутное месторождение Mra'sma. В тыльной части зон аллохтонов на границе с ячеями деструкции коры акваторий проявляется магматизм, который может быть отнесён к режиму развития краевых ВПП.

Следующая к востоку ячея деструкции земной коры в рассматриваемой зоне тектоно-магматической активизации представлена Тирренским морем. Поверхность Мохо под ним поднята весьма высоко, в центре отсутствует гранитный слой, отмечается очень высокий тепловой поток, проявлены молодые базальтовые вулканы. Деструкция земной коры сопровождалась выносом на южную, восточную и северную периферию аллохтонных пластин (шарьяжей), в которых мезозойские и палеогеновые карбонатные толщи шельфовых фаций подстилались палеозойской континентальной корой. Время выноса аллохтонов фиксируется налеганием их на флиш среднего миоцена (колонки IV-3, 9, 10) и на эродированную поверхность более древних уровней. Сейсмофокальная зона, обрамляющая структуры Тирренской ячеи с юго-востока, на востоке соединяется с границей основания поверхностных шарьяжей, смещённых на восточную часть Апеннинского полуострова от Тирренской области деструкции земной коры.

Таким образом, аллохтонные блоки занимают позицию внешней дуги (Калабрия) или зоны береговых хребтов (Апеннины). В их тылу развиты Эолова (Липарская) островная вулканическая дуга, которая к северу переходит в континентальный краевой вулканический пояс, обрамляющий с юго-запада Апеннинский полуостров. Современные вулканы этой зоны извергают среднего, кислого и базальтового составов лавы нормальной щёлочности в островной дуге и повышенной щёлочности на континенте, т. е. там, где возрастает мощность земной коры [3].

В Адриатике почти не проявляется деструкция земной коры в кайнозое (за исключением возможных её зачатков в Южной Адриатической котловине, где подъёму мантии отвечает впадина в рельефе). Об этом свидетельствует относительно низкий тепловой поток. В Адриатике как бы смыкаются два прогиба, передовые по отношению к Динаридам-Эллинидам и Апеннинам. Этот сомкнувшийся прогиб, заполненный позднеэоцен-неогеновым флишем и молассой, подстилается карбонатными шельфовыми фациями позднего триаса–эоцена (колонки III-1, 2; IV-11, 12).

Завершая рассмотрение тектоники Средиземноморья, отметим следующее:

• главными этапами деструкции континентальной земной коры и заложения впадин акваторий с последующим заполнением их осадками были: а) палеозойский в Восточном Средиземноморском бассейне, б) мезозойский в Черноморской впадине, в) кайнозойский в зоне тектоно-магматической активизации (Альборанское море, Алжиро-Прованский бассейн, Тирренское и Эгейское моря);

• ячеистая деструкция сопровождалась по периферии развитием островных и окраинно-континентальных вулканических дуг и внешних амагматичных аллохтонов (внешних дуг). Линейная деструкция (север Алжиро-Прованского бассейна) не сопровождалась краевыми аллохтонами, характеризовалась пассивными окраинами при раздвижении дна. Вне зон деструкции акватории развивались по типу шельфовых окраин платформ или краевых прогибов;

• принципиальное различие в современном геологическом строении и геодинамическом развитии Западного и Восточного Средиземноморья обусловлено историческими особенностями деструкции континентальной земной коры и компенсирующей её аккрецией по периферии. Интенсивная аккреция (наращивание мощности) земной коры в северной части Эгейского моря и в Малой Азии при деструкции коры в Восточном бассейне и в Черноморье привела к тому, что при кайнозойской тектоно-магматической активизации, связанной с подъёмом глубинного вала и его частными ячеистыми (купольными) поднятиями, на площади Эгейского моря и Малой Азии сформировались морская и континентальная впадины на коре, не достигшей даже субокеанического типа строения, в то время как в Западном Средиземноморье возникли акватории с субокеаническим типом земной коры. Везде над ячеями зоны деструкции проявился и проявляется сейчас вулканизм. Одновременно Восточный бассейн и Чёрное море, лишённые гранитного слоя при зарождении, стали опускаться (по периферии глубинного валообразного поднятия) с мощным осадконакоплением при низком тепловом потоке, отсутствии магматизма и наплыве на них аллохтонов (Критского, Кипрского на юге, Синопского выступа на севере) со стороны ячеистых поднятий на оси глубинного вала.

9.3. МИНЕРАГЕНИЯ СРЕДИЗЕМНОМОРЬЯ

Анализ рудоносности Средиземноморского региона и его металлогенического районирования опирается на данные по месторождениям территорий обрамления Средиземного и Чёрного морей и рудопроявлениям в акваториях Средиземного моря, суммированые в работе [251], на основе приведённого там списка литературы с указанием их конкретных географических координат. Группировка месторождений по структурно-вещественным типам, позиции в литолого-формационных комплексах минерагенических эпох (тектоно-магматических циклов) приведена на рис. 9.2. Каждый знак месторождения содержит сведения о составе вмещающей среды (форма знака), преимущественном структурно-морфологическом типе рудных тел (внутри знака), составе руд (химический символ), связи с литолого-формационным комплексом (римская цифра, соответствующая типам комплексов в легенде комплексов разных минерагенических эпох). При рассмотрении позиции типов месторождений на колонках (см. рис. 9.2) отчётливо видна возрастная (вертикальная) и латеральная эволюция минерагении.

9.3.1. Минерагенические обстановки и их эволюция в Средиземноморье

При минерагеническом анализе карт обзорного масштаба, к которым относится составленная нами карта Средиземноморья, приходится иметь дело с территориями, развитие которых было результатом нескольких тектоно-магматических циклов и, соответственно, нескольких минерагенических эпох (в данном случае палеозойской, мезозойской, кайнозойской). Кроме того, в Средиземноморье чрезвычайно широко проявлена шарьяжная тектоника, из-за которой фор-

мационные зоны с определённой минерагенией фрагментируются, сочленяются с зонами иной формационной принадлежности, с иной минерагенией. По этой причине, в отличие от карт мелкого (1 : 1 000 000–1 : 500 000) и среднего (1 : 200 000) масштабов, где главным принципом является структурно-формационный (тип сочетания геологических формаций в их вертикальном ряду), при обзорном масштабе районирование приходится проводить, прежде всего, по тектоническому принципу. Но поскольку при тектоническом анализе нами принят структурно-вещественный подход, характеризующий структуру земной коры литолого-формационными комплексами определённого геодинамического режима развития (а не по завершении складчатости и не по представлениям о движении литосферных плит), постольку и в тектоническом принципе районирования присутствует формационный подход. Литолого-формационные комплексы позволяют судить лишь о геодинамическом режиме, на фоне которого происходило рудообразование, не детализируя конкретных рудоконтролирующих структур, которые на карте обзорного масштаба показать практически невозможно. Поэтому далее речь пойдёт о минерагении общих геологических структур, выделяемых по литолого-формационным комплексам в последовательности их развития в тектоно-магматическом цикле. Рассмотрим их характерные черты сначала от древних к молодым, а потом структурные сочетания разновозрастных металлогенических обстановок.

9.3.1.1. Минерагенические обстановки в палеозое

Последовательный ряд геологических и рудных формаций раннего и начала среднего палеозоя свидетельствует о рифтогенном режиме их развития (тектоно-магматической активизации) практически на всей территории Средиземноморья.

Накопление карбонатных толщ кембрия–ордовика сопровождалось формированием сидеритовых месторождений (Эскаро в Пиренеях, Сьерра-Менера, Охос-Негрос на границе зон Центрально-Иберийской и Западной Астурии и Леона). В ордовике в карбонатно-терригенных толщах формировались свинцово-цинковые с медью, золотом и серебром стратиформные месторождения (Трепча и др., Голийская зона Сербии и Македонии), а в раннем силуре в терригенно-сланцевых толщах – свинцово-цинковые с медью, серебром (колчеданные) стратиформные месторождения (Фумана Раминоса в Сардинии) и диккит-киноварные стратиформные гидротермально-осадочные месторождения ртути (Альмаден в зоне Осса-Морена Иберии). Сходную позицию в силурийских чёрных сланцах занимает сурьмяное стратоидное месторождение Баллао в Сардинии. Таким образом, смена субплатформенного режима с карбонатным осадконакоплением в кембрии–ордовике режимом рифтогена с терригенно-сланцевыми формациями силура сопровождается сменой субаэральной континентальной металлогении (отложение сидеритов) металлогенией, свидетельствующей о всё возрастающей деструкции земной коры с вовлечением в рудоносные процессы базитовых магматических образований (соответственно, это колчеданно-полиметаллические руды с золотом и серебром – филизчайский формационный тип) и ультрабазитов как источников ртутной и ртутно-сурьмяной металлогении. Базальтовые потоки среди терригенно-сланцевых толщ присутствуют в трансгрессивных разрезах раннего палеозоя в зонах Центрально-Иберийской, Западной Астурии и Леона, Кантабрийской (см. рис. 9.2, колонки VI-11, 12, 14), характеризуя неполную деструкцию континентальной земной коры. Наметить латеральную изменчивость тектонического и металлогенического режимов и оконтурить соответствующие зоны на карте обзорного масштаба не представляется возможным из-за фрагментарных выходов отмеченных толщ, часто их аллохтонной позиции в альпийской структуре Средиземноморья. Можно лишь выделить полосу, отвечающую оси рифтогена, проходящей в районе 38–39° с. ш. на

западе Иберии, через 39–40° с. ш. в Сардинии и далее на восток.

Фрагментарные тектонические блоки с ранне-среднепалеозойскими геологическими и рудными формациями, соответствующими наибольшей деструкции земной коры в палеозое, т. е. океанической стадии эволюции коры, присутствуют в двух тектонических обстановках: где толщи не подверглись региональному метаморфизму и где они метаморфизованы в зеленосланцевой, эпидот-амфиболитовой, голубосланцевой фациях, т. е. были после накопления субдуцированы, а позже извлечены из глубины. К первой относится обстановка Передового хребта Большого Кавказа, где неметаморфизованная риолит-базальтовая формация раннего–среднего девона с медноколчеданным месторождением Худес, перекрытая франским флишем, шарьирована на север, на южный край Восточно-Европейской платформы (восточнее рамки карты). Первичная позиция этой формации проблематична. К фрагментам её западного продолжения предположительно могут быть отнесены базальты в Дунайской зоне (колонка II-10) и, возможно, часть Пиренейских блоков.

Ко второй обстановке относятся блоки девонских риолит-базальтовой и перекрывающей её андезидацитовой формаций с медно-цинковоколчеданными месторождениями Уруп, Бескес, Быковское, Власинчиха, Первомайское (колонка I-15), которые подверглись региональному метаморфизму в зоне субдукции и после извлечения из глубины надвинуты к северу на неметаморфизованные толщи позднего девона–раннего карбона. Шарьяж запечатан терригенными образованиями среднего карбона.

К этой же обстановке может быть отнесён блок палеозойских толщ Добруджи с медноколчеданным месторождением Алтын-Тепе. Рудовмещающие толщи представлены кварц-серицит-хлоритовыми, актинолит-эпидотовыми, серицит-хлоритовыми, кварцитовыми сланцами, кварцитами, подстилаемыми (при современном опрокинутом залегании – перекрываемыми) серией зелёных сланцев спорного возраста (раннего палеозоя или более древнего). Эти толщи перекрыты вулканогенно-терригенной толщей, превращённой в амфиболовые сланцы и амфиболиты [216]. Все эти образования несогласно перекрыты терригенными и карбонатными толщами (молассой) позднего палеозоя и триаса, содержащими триасовые риолиты. Данная ассоциация имеет много сходных черт с ассоциацией силурийских вулканогенно-осадочных толщ, вмещающих колчеданные рудопроявления, с такими же позднепалеозойско-триасовыми молассами и кислыми вулканитами, которые расположены на границе Главного и Передового хребтов Кавказа. Всё это позволяет поддержать точку зрения о трассировании структур Кавказа в Горный Крым и далее в Добруджу.

К другим фрагментам субдуцированных, а позже извлечённых из глубины базальтов ранне-среднепалеозойского квазиокеанического бассейна могут относиться регионально метаморфизованные базальтоиды, ассоциирующие с терригенными толщами и кристаллическими сланцами, условно относимые к кембрию и докембрию, во многих аллохтонных блоках Средиземноморья (колонки II-1, 2, 7, 8, 10, 11; III-7; IV-6, 7; V-3; VI-11). В настоящее время не имеет однозначного толкования и возраст метаморфизованных офиолитовых ассоциаций с базальтами и колчеданными рудами в Динаридах, Эллинидах, на севере Эгейского моря и восточнее, которые, по мнению А. А. Белова [48], могут быть палеозойскими и, таким образом, относиться к рассматриваемой группе.

Всё это даёт основание считать, что преобладающая часть ранне-среднепалеозойского квазиокеанического бассейна с колчеданными рудами в вулканогенных толщах и с хромитовыми рудами в подстилающих ультрабазитах была субдуцирована в южном направлении, а позже извлекалась наружу. Такая обстановка дополняется закономерным комплексом палеозойских парагенетических структур, а именно широкой полосой фрагментов орогенной зоны (центр Иберии, Корсика и Сардиния, Сербско-Македонский и Родопский массивы, Северные Понтиды, Главный хребет Большого Кавказа) и расположенных южнее областей

деструкции земной коры, сопоставимых с задуговыми морями.

Орогенный режим характеризуется рядом геологических формаций среднего–позднего палеозоя с регрессивными условиями осадконакопления и магматизмом: раннеорогенной габбро-гранитоидной натровой серии (с *i*-гранитами) девона–раннего карбона и позднеорогенной калиевой серии (с *s*-гранитами) позднего палеозоя. Раннеорогенный вулкано-плутонический пояс может быть намечен по фрагментам: в Предбалканской зоне по позднекарбоновым вулканитам базальт-андезит-риодацитовой формации с залегающими под ними монцо-сиенитовыми и гранит-гранодиоритовыми интрузивами (колонка II-8); в Среднегорье и Старой Планине с такими же интрузивами, с которыми ассоциирует скарново-магнетитовое месторождение Мартиново (колонки II-6, 7); на сочленении Главного и Передового хребтов Большого Кавказа, где присутствуют габбро-гранитоидные интрузивы раннего карбона, с которыми ассоциирует золотое оруденение. Если эти фрагменты принадлежали к единому ВПП и соединялись на площади дна Чёрного моря, то общая протяжённость пояса могла составлять не менее 1700 км. Современная позиция упомянутых фрагментов может быть смещена относительно их первичного положения.

Минерагенические обстановки палеозойского позднеорогенного режима представлены преимущественно в Иберии и Центральном Французском массиве. С ними связаны разнообразные жильные месторождения: кварц-вольфрамитовые со скарнами в кристаллических сланцах, золото-арсенопиритовые и кварц-карбонат-полисульфидно-серебряные в гнейсах, редкометально-висмутовые в углистых сланцах и гранитах, которые по ассоциации руд сульфидного и самородного висмута с сульфидами Pb, Cu, Zn, Ni, Co, As, Ag, оксидами Fe, Mn, с кальцитом, кварцем могут считаться родственными пятиэлементной формации (но без урана). К собственно урановым относятся типы: жильно-штокверковый карбонат-сульфидный с флюоритом, жильный в метаморфических сланцах и гранитоидах, стратиформный сульфидно-арсенидно-урановый в пестроцветной молассе. К позднему палеозою относят и некоторые жильные свинцово-цинковые месторождения в метаморфических сланцах и гранитоидах в Сардинии.

Орогенные комплексы палеозоя распространены в евразийской части Средиземноморья. Областями, компенсирующими орогенное наращивание мощности этой земной коры, могли быть площади, занятые Ионическим морем и акваториями, расположенными восточнее (в том числе ныне перекрытые Аравийской плитой), а также примыкающие с юго-запада к Иберии. На наличие структур деструкции к юго-западу от Иберии могут указывать раннекарбоновая базальт-риолитовая формация и колчеданно-полиметаллические месторождения знаменитого пояса Уэльва, которые по составу близки к геологическим и рудным формациям Рудного Алтая, развивавшимся в задуговой обстановке (при задуговом рифтогенезе). О подъёме и деструкции земной коры к югу от Малой Азии могут свидетельствовать крупные несогласия, возникшие в платформенных условиях на севере Восточной Африки перед карбоном и поздней пермью, а ещё севернее – возрастание роли глинистых фаций среднего–позднего триаса в ущерб карбонатным [299], отсутствие гранитного слоя в земной коре. Таким образом, металлогеническая обстановка в позднем палеозое на этой площади могла соответствовать задуговой с колчеданно-полиметаллическими месторождениями. Но следы её не могут быть прочитаны из-за развития более молодых мощных осадков.

9.3.1.2. Минерагенические обстановки в мезозое

Минерагенические обстановки в мезозое существенно различались в Западном и Восточном Средиземноморье. В Восточном Средиземноморье относительно стабильная тектоническая обстановка была только в триасе, когда на шельфовой зоне (Старая Планина и Среднегорье) формировались

свинцово-цинковые стратиформные месторождения в карбонатных толщах (Седмочисленцы в анизийских доломитах и известняках) и марганцево-сидеритовые со свинцом и барием (Кремиковтцы). Иными словами, обстановка напоминала кембрийскую в Западном Средиземноморье. Более поздние обстановки отражают интенсивную тектоническую активность и соответствующую ей металлогению.

Рифтогенез с деструкцией земной коры реконструируется по терригенно-сланцевой формации с включением базальтоидов на современном южном склоне Большого Кавказа (конец ранней юры) и в Странджe (поздняя юра). На фоне общего широкого развития терригенных образований юры, в том числе и на Северном Кавказе, отмеченные зоны примечательны тем, что в них проявлены медноколчеданные и колчеданно-полиметаллические месторождения Издремец (Стара Планина), Граматиково (в Странджe), Лаура, а за пределами карты – Филизчай, Кизил-Дере, Кацдаг (южный склон Большого Кавказа). В той же тоарской геологической формации и там же, где расположены названные месторождения, размещаются и стратоидные диккит-киноварные месторождения на южном склоне Большого Кавказа (Шура в Ахейском рудном поле, Тхасоу, Макротела в Авадхарском рудном поле) [11]. Таким образом, повторяется та же ассоциация, что и в силурийских терригенно-сланцевых толщах, вмещающих Альмаден и колчеданно-полиметаллические месторождения Средиземноморья. Малая ширина рифтогенной зоны с юрскими месторождениями может быть обусловлена тем, что рифтоген или частные рифтогены развивались на восточном продолжении охарактеризованного в разделе 9.2.2 Транспиренейского трансформного разлома по механизму pull-apart, т. е. так же, как в конце поздней юры в Лигурии. Этот рифтогенез мог происходить на фоне более широкой деструкции земной коры на территории Чёрного моря, которая началась не позже триаса, судя по возрасту таврической серии флиша с олистостромой. По отношению к Перипонтийскому (Тимок-Среднегорско-Понтийско-Малокавказскому) вулкано-плутоническому мегапоясу рифтоген являлся задуговым.

Более полная деструкция земной коры в связи с задуговым рифтогенезом фиксируется на Малом Кавказе в средней юре по развитию риолит-базальтовой и андезидацитовой формаций и колчеданно-полиметаллическим месторождениям (Алаверды, Шамхор, Чирагидзор и др.) [230]. Преддуговой бассейн с наиболее деструктированной земной корой (океанический тип) в современной структуре Средиземноморья не сохранился. Однако его многочисленные фрагменты (мезозойские офиолиты) присутствуют в аллохтонных блоках, надвинутых к югу и юго-западу на карбонатные шельфовые образования восточной периферии Адриатики и юг Анатолии (зоны Динарид, Эллинид, Крита, Тавра, Кипра, слагающие ныне зону внешних аллохтонов, отвечающую береговому хребту и внешней невулканической островной дуге), а также в виде пояса офиолитов севера Анатолии, продолжающегося к востоку в Севано-Акеринскую и Мисхано-Зангезурскую зоны Малого Кавказа. С ультраосновной частью офиолитовой ассоциации связаны месторождения хромитов, а с базальтоидами – медноколчеданные месторождения.

Орогенные металлогенические обстановки мезозоя представлены краевым Перипонтийским вулкано-плутоническим мегапоясом, состоящим из частных ВПП, а также Балкано-Анатолийским суперпоясом тектонических блоков, которые рассматривались ранее как Родопский, Мендересский, Киршехирский и другие срединные массивы. Эти массивы составляют, по Г. А. Твалчрелидзе [242], пояс Центрально-Анатолийских срединных массивов, для которых позже обосновывалась аллохтонная позиция, но не отрицалась первичная принадлежность к фундаменту мезозойских толщ [50, 183]. На большей части территории Перипонтийского мегапояса совмещены вулкано-плутонические ассоциации позднего мела и эоцена.

С гранитоидными интрузивами, входящими в позднемеловую вулкано-плутони-

ческую ассоциацию, связаны медно-порфировые месторождения (Дева, Медет, Саска Монтана, Ассарел, Майданпек, Кривень и др.); жильные полиметаллические в вулканогенных и интрузивных породах (медные Фол-Маден, Россен, Вырли Бряг); жильно-штокверковые кварц-молибденитовые в гранитоидах и кристаллических сланцах (Мачкатица и др.); скарново-магнетитовые с полиметаллическими сульфидами и золотом (Окна-де-Фьер). С гранитоидными интрузивами, внедрёнными в метаморфизованные офиолиты, связаны золото-теллуридные месторождения (Арапдаг, Зодское).

Кроме упомянутых эпигенетических месторождений, в породах ВПП и их фундаменте, в вулканитах проявлены сингенетичные стратоидные полиметаллические месторождения типа манто (медные Челопеч, Лаханос, Мургул, Бор, свинцовые Гумушасикой, Марадин Кой). На Малом Кавказе (к востоку от рассматриваемого региона) в той же позиции размещено месторождение Маднеули. Эти месторождения ранее включались в колчеданно-полиметаллическую группу, относились к малокавказскому формационному типу. Однако они отличаются от собственно колчеданных месторождений: 1) приуроченностью не к раннегеосинклинальным, а к раннеорогенным вулканогенным толщам ВПП; 2) существенно меньшей ролью сплошных пиритовых руд; 3) тесной пространственной и временно́й связью с медно-порфировыми системами, чего нет у раннегеосинклинальных «классических» колчеданных месторождений; 4) рядом частных отличий в составе метасоматитов, текстур руд и т. д.

С орогенезом, сопровождающим развитие ВПП, во фронтальной (выпуклой южной) зоне связано формирование месторождений кор выветривания (бокситовых, силикатно-никелевых, бурожелезняковых).

Определение металлогенической обстановки в Балкано-Анатолийском суперпоясе тектонических блоков проблематично не только из-за дискуссионной природы последних, но и из-за возраста оруденения. Более приемлемой представляется их трактовка как фрагментов фундамента мезозойской орогенной мегазоны, смещённых на расположенный с юга карбонатный шельф. Проявленная здесь ассоциация метаморфических сланцев, гнейсов с ультрабазитами аналогична ассоциации фундамента палеозойских толщ. Для них характерно присутствие месторождений и рудопроявлений сурьмы и ртути, которые Г. А. Твалчрелидзе объединяет в сурьмяно-ртутную формацию, присутствующую в Родопско-Македонской и Динарской зонах Балкан, в поясах Мало-Кавказско-Понтийском, Центрально-Анатолийских срединных массивов, и относит их к альпийской металлогенической эпохе [242]. В них жилы с разными соотношениями кварца, киновари, антимонита, реальгара, аурипигмента с галенитом, сфалеритом, пиритом залегают в слюдистых сланцах (месторождение Этибани вблизи Измира, Западная Анатолия), серпентинизированных дунитах, окварцованных известняках позднего карбона и пермо-триаса (в Динаридах, где возможна их принадлежность к палеозойской металлогенической эпохе с более молодой регенерацией).

В Западном Средиземноморье, в отличие от Восточного, минерагенические обстановки отвечали морскому карбонатному субплатформенному (пассивному) шельфу. На его южной окраине, на территории Атласской системы, в триасе накапливались медистые песчаники (колонка VII-1). Несколько позже в триасе и юре среди карбонатных толщ формировались стратиформные свинцово-цинковые месторождения миссисипского (миргалимсайского) типа (Бу Бекер, Дуар Лагжар в Алжире), свинцово-цинковые с медью и флюоритом на Балеарских островах (Мина Аргентера, Бунолас и др.); стратиформные сидеритовые в карбонатных толщах (Алькифе в Бетской зоне), стратиформные оксидно-железомарганцевые в кремнисто-карбонатных толщах (Исола-Дельба в Тоскании, Сервисия Мессинас).

Особая металлогеническая обстановка характерна для перехода от раннего к позднему мелу, когда на севере Средиземноморья фиксируется австрийская фаза склад-

чатости. Как и в Восточном Средиземноморье (в Анатолидах, Тавре), на западе образовывались многочисленные месторождения бокситов вдоль всей Адриатики, т. е. к юго-западу от Динарид и Эллинид и, кроме того, к юго-западу от Альп. Этому же времени отвечает формирование свинцово-цинковых месторождений в карсте карбонатных толщ от альба (месторождения Джебель-Алуф, Бу-Джадер) до сеномана (месторождения Бугрин, Федж-эль-Адум) и сидерит-лимонит-гётитовых месторождений в известняках апта (Джебель-Уэнза, Джерисса) в Африке к югу от Сардинии, в блоке, поднятом относительно Тунисского плато. Свинцово-цинковые месторождения в карсте ранее рассматривались в составе одного формационного типа вместе со стратиформными месторождениями миссисипского типа. Однако их особая позиция ставит вопрос об отнесении их к самостоятельному формационному типу (т. е. к иной абстрактной рудной формации). Вместе с тем нельзя исключать того, что свинцово-цинковые месторождения данного уровня могут представлять олистолиты более древних образований в олистостроме рубежа раннего и среднего мела.

Отмеченное весьма резкое различие тектонической и металлогенической обстановок мезозоя в Западном и Восточном Средиземноморье со всей очевидностью свидетельствует об определяющей роли глубинного ячеистого диапиризма под Чёрным морем (деструкции земной коры) и сопряжённых с ним структур обрамления (наращиванием коры, орогенезом, магматизмом), вызывая сомнение относительно основной роли плитной геодинамики в это время, как предлагается в работе [245].

9.3.1.3. Минерагенические обстановки в кайнозое

Проявление тектоно-магматической активизации в кайнозое вдоль Средиземноморья сближает и металлогенические обстановки, которые, вместе с тем, носят и индивидуальные черты в связи с разным строением земной коры, а отсюда – наследованием специфической металлогении докайнозойского фундамента и особенностями развития частных геологических структур. Зона тектоно-магматической активизации широкой полосой охватила Иберию и юг Африки, далее Корсику и Сардинию, Апеннины, Балканы, Малую Азию, Кавказ.

Тектоно-магматическая активизация привела к регенерации руд в месторождениях фундамента с развитием жильных и скарновых рудных формаций. Так, в Родопском и Сербско-Македонском массивах руды колчеданно-полиметаллических месторождений (Мали Руен, Саса и др., филизчайский тип), залегающих в силурийских кварц-графит-слюдяных, филлитовидных и известковистых сланцах, на контактах с эоцен-олигоценовыми гранодиорит-порфирами образуют прожилково-вкрапленные со скарнами руды, а в самих гранодиорит-порфирах и вмещающих их породах развиваются протяжённые жилы кварц-карбонат-сфалерит-галенитового состава (без скарнов). Отдельные месторождения (Руен в Родопах, Олимпиас в Греции) целиком представлены регенерированными рудами. В связи с кайнозойскими гранитоидами формировались стратоидные скарново-шеелитовые месторождения в вольфрамоносных кристаллических сланцах докембрия и в гранитоидах (Кти-Теберда, Большой Кавказ). С кайнозойской регенерацией связаны жильные марганцевые месторождения в породах фундамента (Тартана Драмас, Гранитис в Родопах).

На вулканическом уровне с кайнозойским магматизмом связаны месторождения, состав которых корреспондирует с месторождениями, характерными для фундамента, и по этой причине может предполагаться (по крайней мере, частичное) заимствование металлов из фундамента. К ним относятся два морфологических типа полиметаллических с серебром и золотом месторождений в вулканогенных толщах: стратоидный (тип манто) и жильный. Первый тип представлен месторождениями Сьерра-Альмагрера, Картахена, Масаррон, Родалкилар в Бетской Кордильере, в фундаменте которых могут залегать палеозой-

ские колчеданные месторождения, присутствующие ныне в сдвинутом к западу по Гвадалквивирскому разлому поясе Уэльва. Второй – жильный тип – развит в Родопах и Сербско-Македонском блоках (месторождения Маджарово, Спачиево, Лесе), т. е. там, где присутствуют колчеданно-полиметаллические палеозойские месторождения филизчайского типа и регенерированные жилы в терригенной толще и гранитоидах.

Регенерированную природу руд можно предполагать в месторождениях стратиформных сурьмяно-ртутных (ртутном Монте-Амиата, сурьмяном Таффоне), связанных с кайнозойским вулканизмом, но локализующихся на обнажённой поверхности мезозойских карбонатных толщ, а также в месторождениях жильно-штокверковых шеелитовых с сурьмой и ртутью в вулканогенных толщах кайнозоя (месторождение Гумуслер на юге Анатолии). Дополнительным доводом регенерированной природы руд является отсутствие определённых петрохимических особенностей, ассоциирующих с рудами магматических пород, их геохимической специализации. Определённую роль при этом могут играть глубоко проникающие разломы. Так, месторождения Монте-Амиата и Таффоне, а также сурьмяное месторождение Валлоне на севере Корсики расположены вблизи от восточного продолжением Транспиренейского трансформного сдвига. Месторождение Гумуслер расположено на одной линии с серией месторождений сурьмы и ртути Малой Азии.

К нерегенерированным рудным объектам, связанным с кайнозойской тектоно-магматической активизацией, могут быть отнесены сульфидные и оксидно-гидроксидные рудопроявления в Тирренском и Эгейском морях.

Обращает на себя внимание отсутствие медно-порфировых месторождений в связи с кайнозойскими вулкано-плутоническими ассоциациями. Возможных причин для этого может быть две. Во-первых, кайнозойская зона тектоно-магматической активизации Средиземноморья принадлежит к особому типу, развивающемуся над мантийным валообразным поднятием, а не в надсубдукционной обстановке, связанной с ячеистой глубинной адвекцией, в которой формируются андезитоидные пояса с медно-порфировыми месторождениями. В этом аспекте кайнозойская геодинамика Средиземноморского пояса может сопоставляться с позднемеловой Охотско-Чукотского пояса. Во-вторых, частные адвективные ячеи, в которых происходит или зарождается субдукция, осложняют упомянутый глубинный вал (ячеи Тирренская, Эгейская, Центрально-Анатолийская). На глубине поясов, обрамляющих ячеи, возможно, образуются медно-порфировые руды, но они не выведены на доступный для наблюдения уровень.

Кайнозойские обстановки экзогенной металлогении Средиземноморья и его окружения характеризуются образованием стратиформного стронцианит-целестинового месторождения в глинах и эвапоритах мессинского яруса (Монтевивес – крупнейшее в Европе), а также марганцевыми, железо-марганцевыми в глинистых, песчано-глинистых толщах, урановыми экзодиагенетическими месторождениями в моласоидах, россыпями.

Итак, в минерагеническом развитии Средиземноморья проявился стандартный ряд рудных формаций, присущих литолого-формационным комплексам соответствующих тектонических режимов подвижных областей Земли. Особо при этом выделяется образование уникального гидротермально-осадочного месторождения Альмаден в силурийских (лландовери) терригенно-сланцевых толщах рифтогенного режима. Месторождения большинства металлов имеют своих представителей в стратиформных типах, образованных в палеозойскую металлогеническую эпоху. В кайнозойскую металлогеническую эпоху резко возрастает роль жильных месторождений, для одних из которых прямо, а для других косвенно устанавливается регенерация древних руд. Многие месторождения вместе с вмещающими их толщами попадают в аллохтонные блоки. Анализ строения их современного глубинного фундамента для металлогенического райониро-

вания и прогноза в этом случае теряет смысл. Вместе с тем, учитывая пространственное совмещение на одной территории образований разных режимов геотектонического развития, при минерагеническом районировании требуется тщательный анализ геологической истории. Принцип районирования должен определяться в первую очередь его целью.

9.3.2. Минерагеническое районирование Средиземноморья

9.3.2.1. Принципы и номенклатура районирования

Минерагеническое (металлогеническое) районирование Средиземноморья характеризует пространственное совмещение металлогенических обстановок и месторождений разных эпох в современной геологической структуре. При этом районирование встречает ряд трудностей. К ним, прежде всего, относится то, что образование разных тектоно-магматических циклов и, соответственно, металлогенических эпох нередко наложено друг на друга. Исследуемая территория представляет собой сложную мозаику блоков с существенно различным металлогеническим обликом, характеризуется широким развитием в аллохтонном залегании дотретичных структурно-формационных комплексов при весьма различных уровнях вскрытия их эрозионными срезами.

Трудности усугубляются тем, что в отличие от регионального уровня металлогенического анализа, основанного на чётком формационном принципе выделения таксономических единиц и проводимого по картам мелкого и среднего масштабов, глобальный уровень металлогенического анализа (карты обзорного масштаба) не обеспечен столь определёнными критериями выделения и ограничения металлогенического пространства, если анализ не сужается задачами специальной металлогении. Определённым выходом из затруднений является структурирование геологического пространства, где системам самых крупных металлогенических подразделений соответствует состав крупных современных геоструктур [281]. При этом соблюдается основной принцип металлогенического районирования – принцип соизмеримости структурно-тектонических подразделений с металлогеническими [213]. Тектонический принцип сохраняет предложенное Е. Т. Шаталовым [175] деление площадей на линейно вытянутые и иной формы без отчётливой линейности, а по С. П. Шокальскому и др. [281] – протяжённые и субизометричные пояса, мегапояса и провинции, мегапровинции. Это важно и потому, что поясные структуры, обрамляющие изометричные области (провинции) или являющиеся их составными элементами, рассматриваются, соответственно, как пояса тектонические, вулкано-плутонические и металлогенические. Отрезки (секторы) таких поясов могут рассматриваться как изометричные площади более мелкого таксономического ранга. Принцип выделения протяжённых и субизометричных таксонов удобен при исследовании парагенезиса тектонических структур и металлогенической зональности.

Имеются разные схемы таксономии крупных, весьма крупных и планетарных металлогенических объектов. Так, Г. А. Твалчрелидзе [242] рассматривал Средиземноморье и территории его восточного продолжения вплоть до Памира и Гиндукуша в качестве Средиземноморского металлогенического пояса. Охарактеризованное нами Средиземноморье захватывает менее двух третей протяжённости упомянутого пояса. В Средиземноморском металлогеническом поясе Г. А. Твалчрелидзе выделил Средне-Европейскую, Западно-Средиземноморскую, Альпийско-Динарскую, Кавказско-Анатолийскую, Ирано-Афганскую (за пределами наших исследований) металлогенические области, не включая в него южную часть Средиземного моря, север Африки (за исключением Атласа) и Аравию. Области делились на провинции и зоны. Таким образом, металлогеническая таксономия, используемая Г. А. Твалчрелидзе,

по номенклатуре совершенно несопоставима с номенклатурой, принятой в работах Е. Т. Шаталова [175], Д. В. Рундквиста [215], А. И. Кривцова [135], вошедшей в словари и другие методические издания.

Одной из важнейших характеристик тектонических и металлогенических подразделений геологической сферы являются размерные параметры. Увеличение размерности объекта связано с ростом глубинности геологических процессов, определяющих его развитие [28, 289]. В номенклатуре наиболее крупных подразделений существует большой размерный скачок между планетарными металлогеническими провинциями и поясами, с одной стороны, и металлогеническими провинциями и поясами – с другой. Некоторый выход из этой ситуации может быть найден, если весьма крупные промежуточные подразделения (меньше планетарных) относить к мегапровинциям и мегапоясам. В случае не только размерного, но и качественного изменения понятия металлогенического подразделения, а именно наращивания провинции обрамляющими её поясами, или в случае объединения нескольких субпараллельных поясов в одно более сложное подразделение предлагается применять приставки «супер», например суперпровинция, суперпояс, или «мега» – мегапровинция. Выделение суперпровинции имеет смысл при парагенетическом анализе тектоники и металлогении, например рассмотрении ячеи (провинции или субпровинции) задугового моря и обрамляющих её поясов внутренней островной дуги, междугового бассейна, внешней невулканической дуги, глубоководного жёлоба, т. е. частных поясов, составляющих в сумме суперпояс.

Снижающая ранг подразделений приставка «суб» используется нами при делении таксона на две-три части (не на целый порядок). Это связано с тем, что в реальности одна крупная ячея типа окраинного или межматерикового моря может включать несколько меньших ячей. Например, ячея Карибского моря – провинция. Она включает ячеи Колумбийской и Венесуэльской глубоководных котловин – субпровинций. Так же происходит с раздвоением Чёрного моря на Восточно-Черноморскую и Западно-Черноморскую впадины, восточной части Средиземного моря на ячеи Ионического и Левантийского морей, Эгейско-Малоазиатской ячеи на Эгейско-Западно-Малоазиатскую и Центрально-Малоазиатскую субпровинции. Размерный порядок провинции в принимаемой таксономии составляет от 1 до 2 тыс. км, субпровинции около 500–600 км. Соответствующие длины имеют пояса и субпояса. Более мелкие выделяемые здесь территории отходят в ранг минерагенических (металлогенических) областей. Структурно-формационные и соответствующие им структурно-металлогенические зоны, характеризуемые латерально-однородным вертикальным рядом геологических формаций в пределах геологического этажа, самостоятельно нами не выделяются, а лишь используются при характеристике более крупных подразделений (поясов).

Всё Средиземноморье, уступающее по рангу планетарной металлогенической провинции, рассматривается как фрагмент Средиземноморско-Гималайского планетарного металлогенического пояса. Принципиально отличные по строению и истории развития Западное и Восточное Средиземноморье рассматриваются в ранге Западно-Средиземноморской и Восточно-Средиземноморской металлогенических мегапровинций.

При выделении металлогенических провинций в Восточном Средиземноморье в единые провинции условно включены вместе с Чёрным морем Мизийская субпровинция, а вместе с Эгейским морем и Малой Азией Македоно-Родопская субпровинция, которые характеризуются весьма отличным геологическим строением и типом земной коры, но обрамляются общими металлогеническими поясами и суперпоясами. Такое объединение представляется допустимым, подобно тому, как Охотоморская провинция с разным типом земной коры обрамляется единым Курило-Камчатским суперпоясом (мегапоясом).

Проведённое тектоническое и металлогеническое районирование Средиземноморья в силу масштаба карты и специфики

подхода, не преследует целей прямого прогноза. Структурирование геологического пространства было проведено исходя из особенностей строения земной коры, отражённых в составе и возрасте литолого-формационных комплексов, размещении в них месторождений разных рудных формаций, объединённых в пространстве всей фанерозойской историей тектонического развития. Районирование подчёркивает упорядоченность в размещении ячеистых и поясных структур, происхождение которых более гармонирует с представлениями об адвекции глубинных масс, определяющих закономерные (волновые по природе) чередования ячей деструкции и сочетание их с обрамляющими поясами наращивания земной коры. Структурная упорядоченность Средиземноморья, на которую раньше обращал внимание В. Н. Шолпо, труднообъяснима с позиции тектоники плит, явившейся основой для построения тектонических карт в последние годы для этой части Земли. Районирование демонстрирует закономерные сочетания парагенетических тектонических структур и в то же время пространственные сочетания месторождений, формировавшихся в весьма разных металлогенических обстановках.

9.3.2.2. Таксоны минерагенического и тектонического районирования Средиземноморья

Выделенные таксоны показаны на рис. 9.5. Общая иерархическая схема металлогенической таксономии и районирования Средиземноморья отражена в табл. 9.2, где указаны номера и границы таксонов согласно перечню [251].

Сущность выделенных на рис. 9.5 и в таблице таксонов следующая.

1. Скифская минерагеническая провинция (Северо-Причерноморский и Северо-Кавказский нефтегазоносные бассейны) – периферия субплатформенной пассивной континентальной окраины (Скифская плита) – нефтегазоносные карбонатно-терригенные и карбонатные шельфовые комплексы мезозоя–кайнозоя; с экзогенными месторождениями железа, марганца, урана.

2. Кубанский минерагенический субпояс – фрагмент передового прогиба с олигоцен-неогеновым флишем на мел-эоценовой карбонатной платформе – нефтегазоносный бассейн; с экзогенными месторождениями железа, марганца, урана.

3. Добруджа-Кавказский металлогенический пояс – пояс юрских рифтогенных терригенных комплексов с колчеданно-полиметаллическими и диккит-киноварными месторождениями; орогенных (аллохтонных) блоков палеозойских толщ (3а – Большого Кавказа, 3б – Добруджи) с месторождениями медно-цинковоколчеданными в вулканитах, золотоносными проявлениями в связи с габбро-гранитоидными интрузивами, шеелитоносно-скарновыми в кристаллических породах докембрия и кайнозойских гранитоидах.

4. Северо-Черноморско-Рионский минерагенический пояс – миоценовый прогиб на гетерогенном основании в тылу Добруджа-Кавказского орогена – нефтегазоносный бассейн.

5. Мизийская минерагеническая субпровинция – триас-неогеновая койлогенная область с континентальной земной корой – нефтегазоносная субпровинция (бассейн).

6. Западно-Черноморская минерагеническая субпровинция – мезозой-кайнозойская койлогенная область с субконтинентальной и океанической земной корой – потенциальная нефтегазоносная субпровинция (бассейн).

7. Восточно-Черноморская минерагеническая субпровинция – мезозойско-кайнозойская койлогенная область с субконтинентальной и океанической земной корой – потенциальная нефтегазоносная субпровинция (бассейн).

8. Предбалканский минерагенический субпояс – позднемел-палеогеновый прогиб на триас-раннемеловой карбонатной платформе (в тылу Среднегорского орогенного вулкано-плутонического субпояса) с аллохтонными блоками допозднемеловых образований; с месторождениями колчеданно-полиметаллическими в тер-

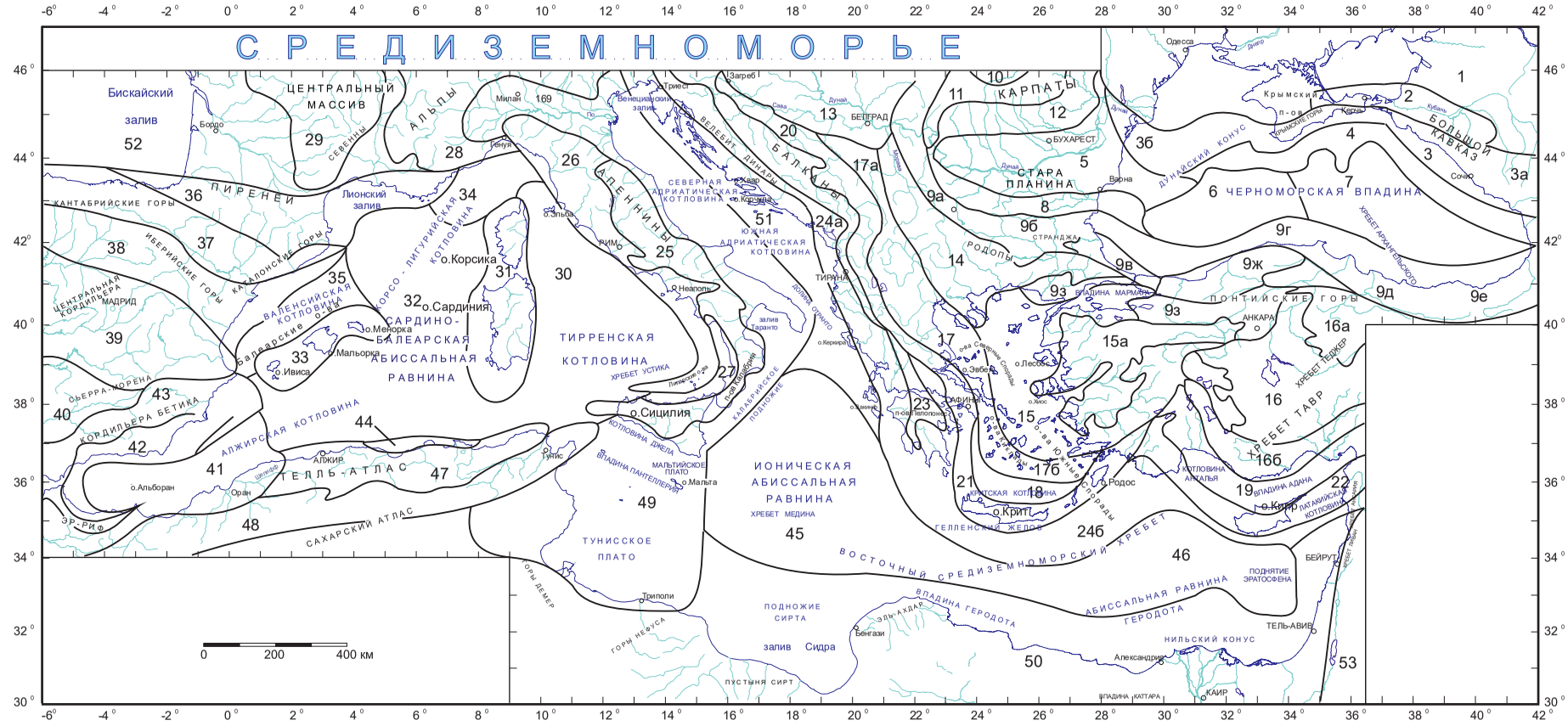


Рис. 9.5. Таксоны минерагенического и тектонического районирования Средиземноморья.

Табл. 9.2. Иерархическая схема минерагенического районирования Средиземноморья

Металлогеническая суперпровинция	Металлогеническая провинция	Металлогенические пояса и суперпояса	Металлогеническая субпровинция	Металлогенический субпояс	Металлогеническая область
1	2	3	4	5	6
Восточно-Средиземноморская металлогеническая мегапровинция					
Панчерноморская (2–9)	Мизийско-Черноморская (5, 6, 7)	Добруджа-Кавказский (3), Северо-Черноморско-Рионский (4), Тимок-Среднегорско-Понтийско-Малокавказский (Перипонтийский) (9)	Мизийская (5), Западно-Черноморская (6), Восточно-Черноморская (7)	Кубанский (2), Большого Кавказа (3а), Добруджи (3б), Предбалканский (8), Тимокский (9а), Среднегорский (9б), Странджский (9в), Западно-Понтийский (9г), Восточно-Понтийский (9д), Малокавказский (9е), Юго-Западно-Понтийский (9ж)	
Балкано-Малоазиатская (14–24)	Родопско-Малоазиатская (14, 15, 16)	Динаро-Эллинско-Таврский (17–22), Перибалканско-Эллинский (24)	Македоно-Родопская (14), Эгейско-Западно-Малоазиатская (15), Центрально-Малоазиатская (16)	Восточно-Динарский (17а), Центрально-Динарский (20), Западно-Динарский (23), Эллинско-Кикладский (17б), Северо-Критский (18), Центрально-Эллинско-Критский (21), Таврский (16б), Антальский (19), Кипрский (22), Западно-Динарский (23)	Мендересская Сакарья (15а), Киршехирская (16а)
	Левантийско-Ионическая (45, 46)		Ионическая (45), Левантийская (46)		
Переход между металлогеническими мегапровинциями					
	Адриатическая (51)				

Окончание таблицы 9.2

1	2	3	4	5	6
Западно-Средиземноморская металлогеническая мегапровинция					
Алжиро-Прованско-Апеннинская (25–27, 30–35, 41–44, 47, 48)	Алжиро-Прованско-Тирренская (30–35)	Тоскано-Липарский (26), Апеннино-Калабрийский (25)	Тирренская (30), Сардино-Корсиканская (31), Алжиро-Прованская (32)		Прикалабрийская (27), Лигурийская (34), Валенсийская (35), Балеарская (33)
		Телль-Атласский (47), Атласский (48)		Северо-Атласский (44)	
			Магрибо-Бетско-Альборанская (41–43)	Рифско-Бетский (42), Суббетско-Рифский (43)	Альборанская (41)
			Восточно-Атласская (49а), Тунисско-Сицилийская (49б)		
	Иберийская (36–40)		Пиренейская (36), Кантабрийская (37), Западной Астурии и Леона (38), Центрально-Иберийская (39), Осса-Морена (40)		
Северное обрамление Средиземноморья					
	Скифская (1)				
Паннонско-Альпийско-Карпатская (10–13, 28)			Паннонская (13)		Трансильванская (10), Южно-Карпатская (11), Предъюжно-Карпатская (12)
			Центрально-Французская (29)		
			Аквитанская (52)		
Южное и восточное обрамления Средиземноморья					
	Тунисско-Ливийско-Египетская (50)				
	Северо-Аравийская (53)				

ригенных толщах, скарново-магнетитовыми.

9. Тимок-Среднегорско-Понтийско-Малокавказский (Перипонтийский) минерагенический суперпояс – позднемел-эоценовый и олигоцен-плиоценовый вулканоплутонический пояс; с месторождениями стратоидными сульфидно-полиметаллическими (тип манто), молибден-медно-порфировыми, жильными полиметаллическими в вулканитах и интрузивах; колчеданно-полиметаллическими в терригенно-сланцевых, свинцово-цинковыми в карбонатных толщах мезозоя, стратоидными сидеритовыми, скарново-магнетитовыми в карбонатных толщах палеозоя. Фрагменты пояса (зоны, субпояса и области): а – Тимокский, б – Среднегорский, в – Странджский (позднемеловой на юрско-раннемеловой карбонатной платформе), г – Западно-Понтийский, д – Восточно-Понтийский, е – Малокавказский, ж – Юго-Западно-Понтийский (эоценовый на позднемеловом флишевом прогибе), з – аллохтонные зоны позднемел-эоценовых передовых флишевых прогибов на позднемеловых вулканитах, смещённые в Эгейско-Западно-Малоазиатскую и Центрально-Малоазиатскую субпровинции.

10. Трансильванская нефтегазоносная область (бассейн) – фрагмент тылового (задугового) бассейна с триас-неогеновыми осадочными толщами, газоносными неогеновыми.

11. Южно-Карпатская металлогеническая область – сектор пояса внешних аллохтонных блоков фундамента во флишевом передовом позднемеловом прогибе на средне-юрско-раннемеловой карбонатной платформе; с жильными золоторудными месторождениями в гнейсах.

12. Предъюжнокарпатская нефтегазоносная область (бассейн) – фрагмент передового прогиба мезозоя–кайнозоя.

13. Паннонская нефтегазоносная субпровинция (бассейн) – тыловой (задуговой) бассейн с продуктивными осадочными толщами позднего палеозоя, мезозоя и кайнозоя, фрагментарными аллохтонными блоками древних пород, в том числе хромитоносных.

14. Македоно-Родопская металлогеническая субпровинция – фрагмент орогенного пояса палеозоя с допалеозойскими и палеозойскими метаморфическими толщами, подвергшийся кайнозойской тектоно-магматической активизации; с жильными месторождениями свинца, цинка, марганца.

15. Эгейско-Западно-Малоазиатская металлогеническая субпровинция – область мезозойско-палеоценового карбонатного шельфа с шарьированными на неё блоками: а) палеозойских толщ, слагавших орогенный пояс (15а – массивы Мендересский, Сакарья и др.); б) позднемелового ВПП и позднемелового–эоценового передового прогиба (9з); подвергшаяся кайнозойской ТМА с молассовым и флишевым заполнением и миоценовым вулканизмом; с месторождениями эндогенными золоторудными, сурьмяно-ртутными, экзогенными силикатно-никелевыми, бокситовыми.

16. Центрально-Малоазиатская (Анатолийская) металлогеническая субпровинция – область мезозойско-палеоценового карбонатного шельфа с шарьированными на неё блоками палеозойских толщ, слагавших орогенный пояс – массивы Киршехирский и др. (16а), субпояс Таврский (16б); подвергшаяся кайнозойской ТМА с образованием депрессии с молассовым и флишевым заполнением, развитием миоценового и плиоцен-четвертичного вулканизма; с месторождениями сурьмяно-ртутными жильно-штокверковыми в вулканогенных толщах, кварц-молибденитовыми в гранитоидах и кристаллических сланцах.

17–22. Динаро-Эллинско-Таврский металлогенический суперпояс. Его части:

17а. Восточно-Динарский (Голийско-Пелагонийско-Вардарско-Капаниокский) металлогенический субпояс – окраинно-континентальный олигоцен-неогеновый ВПП (внутренняя магматическая дуга) на меловом флишевом передовом прогибе с аллохтонными блоками офиолитов и сиалических метаморфических толщ; с месторождениями жильными и скарновыми свинца и цинка, колчеданно-полиметаллическими в карбонатно-терригенных толщах палеозоя, медноколчеданными в ба-

зальтоидах, хромитовыми в гипербазитах, силикатно-никелевыми и железооксидными в корах выветривания.

17б. Эллинско-Кикладский металлогенический субпояс (включает Вардарско-Капаниокскую, Пелагонийскую, Голийскую, Корабскую зоны) – островодужный олигоцен-четвертичный ВПП (внутренняя магматическая дуга) на флишевом эоцен-олигоценовом прогибе с аллохтонными блоками офиолитов; с современными оксидно-железистыми металлоносными осадками, месторождениями хромитовыми в ультрабазитах, силикатно-никелевыми в их корах выветривания.

18. Северо-Критский, 19. Антальский минерагенические субпояса – современные междуговые бассейны – потенциально нефтегазоносные бассейны.

20. Центрально-Динарский (Субпелагонийско-Златиборский и Мирдита), 21. Центрально-Эллинско-Критский, 22. Кипрский металлогенические субпояса – внешние немагматические дуги (офиолитовые аллохтоны); с месторождениями цинково-медно-колчеданными в вулканитах, хромитовыми в дунитах, силикатно-никелевыми в корах выветривания.

23. Западно-Динарский (Пиндско-Дурмиторский) металлогенический пояс – позднемел-эоценовые флишевые прогибы на позднетриас-раннемеловой карбонатной платформе, тектонически надвинутые на позднеэоцен-неогеновый флишевый прогиб на позднетриас-эоценовой карбонатной платформе; с месторождениями марганца, железа в корах выветривания.

24. Перибалканско-Эллинский минерагенический пояс – передовой прогиб и глубоководный жёлоб: 24а. Субпояс (зона) Высокого Карста – передовой прогиб, содержит аллохтонные блоки вулканогенно-осадочных толщ с месторождениями ртути (Идрия), 24б. Эллинский (Гелленский) глубоководный жёлоб.

25. Апеннино-Калабрийский металлогенический пояс – внешняя невулканическая дуга (пояс внешних аллохтонов); с месторождениями бокситов.

26. Тоскано-Липарский металлогенический пояс – олигоцен-четвертичный окраинно-континентальный и островодужный ВПП (внутренняя магматическая дуга) на гетерогенном основании; с месторождениями сурьмяно-ртутными, сульфидно-полиметаллическими (тип манто), железо-марганцевыми.

27. Прикалабрийская область – современный междуговой прогиб с невыясненной минерагенией.

28. Юго-Западно-Альпийская металлогеническая область – фрагмент собственно Альпийско-Карпатского металлогенического пояса – серия аллохтонных блоков (типа внешней, невулканической дуги); с рудопроявлениями хромитовыми, колчеданными в блоках офиолитов, титаномагнетитовыми, кварц-сульфидно-полиметаллических жил.

29. Центрально-Французская металлогеническая субпровинция – домезозойский срединный массив, подвергшийся тектоно-магматической активизации в кайнозое; с домезозойскими месторождениями свинца, цинка, золота, вольфрама, сурьмы, урана.

30. Тирренская металлогеническая субпровинция – задуговое море, область новообразованной субконтинентальной и океанической земной коры (ячеистой её деструкции на фоне линейной мегазоны кайнозойской тектоно-магматической активизации); с четвертичным базальтоидным вулканизмом и колчеданными рудопроявлениями.

31. Сардино-Корсиканская металлогеническая субпровинция – отчленённый в кайнозое фрагмент Иберийской металлогенической провинции палеозойского орогенного планетарного пояса, превращённый в триас-олигоценовый субплатформенный карбонатный шельф, подвергшийся кайнозойской тектоно-магматической активизации; с палеозойскими месторождениями свинцово-цинковыми в карбонатных толщах, колчеданно-полиметаллическими, стратоидными шеелит-антимонитовыми в терригенных толщах.

32. Алжиро-Прованская минерагеническая субпровинция – область новообразованной субконтинентальной и океанической земной коры (линейной деструкции) на фоне линейной мегазоны кайнозойской тек-

тоно-магматической активизации; с мощным осадочным чехлом, нефтегазоносная.

33. Балеарская металлогеническая область – фрагмент Валенсийско-Каталонского блока Иберийской металлогенической провинции – эпигерцинской платформы – шельфа (карбонатного среднетриас-юрского, мелплиоценового карбонатно-флишевого); со свинцово-цинковыми (с медью, флюоритом) стратиформными месторождениями в карбонатных триас-юрских толщах.

34. Лигурийская, 35. Валенсийская минерагенические области (нефтегазоносные бассейны) – области кайнозойского рифтогенеза с песчано-глинистым олигоцен-плиоценовым заполнением на карбонатном шельфовом основании позднего триаса–раннего мела (позднего мела в Лигурийской области).

36–40. Иберийская металлогеническая провинция – фрагмент палеозойского орогенного планетарного пояса и эпигерцинского субплатформенного карбонатного шельфа, восточная часть которого подверглась кайнозойской тектоно-магматической активизации. Металлогенические субпровинции (субпояса): 36. Пиренейская, 37. Кантабрийская, 38. Западной Астурии и Леона, 39. Центрально-Иберийская, 40. Осса-Морена; с месторождениями в палеозойском структурном этаже, стратиформными сидеритовыми в карбонатных толщах, свинцово-цинковыми и стратоидными диккит-киноварными в терригенных толщах раннего палеозоя, жильными редкометально-висмутовыми, свинцово-цинковыми, серебряными кварц-карбонат-полисульфидными.

41–43. Магрибо-Бетско-Альборанская минерагеническая субпровинция. Её части: 41. Альборанская область позднемиоцен-плейстоценовой тектоно-магматической активизации; 42. Рифско-Бетский субпояс верхних аллохтонных блоков, состоящих из палеозойских комплексов; 43. Суббетско-Рифский субпояс нижних аллохтонных блоков, состоящих из среднетриас-миоценовых карбонатных комплексов. Месторождения субпровинции: хромитовые в дунитах, стратиформные сидеритовые и свинцово-цинковые в карбонатных породах мезозоя, стратоидные сульфидно-полиметаллические в вулканогенно-осадочных толщах кайнозоя, стронцианит-целестиновые в мессинских эвапоритах, ртутные, золоторудные проблематичной формационной принадлежности.

44. Северо-Атласский металлогенический субпояс – кайнозойский вулкано-плутонический со стратоидными (тип манто) сульфидно-полиметаллическими месторождениями в вулканитах.

45, 46. Левантийско-Ионическая минерагеническая провинция нефтегазоносная с субпровинциями (бассейнами): 45. Ионическим, 46. Левантийским – позднепалеозой-кайнозойская койлогенная область с субконтинентальной и океанической земной корой.

47. Телль-Атласский металлогенический пояс – северная зона краевого прогиба Африканской платформы с шарьированными на него с севера блоками палеоген-миоценовых молассоидов на юрско-палеогеновом карбонатном шельфе; с месторождениями стратиформными свинцово-цинковыми в мезозойских карбонатных толщах, стронцианит-целестиновыми в мессинских эвапоритах, ртутными, сурьмяно-ртутными в клиппах (чуждых тектонических блоках).

48. Атласский металлогенический пояс – южная зона краевого прогиба Севера Африканской платформы – юрско-палеогеновый карбонатный шельф; с месторождениями стратиформными свинцово-цинковыми в карбонатных толщах.

49. Восточно-Атласско-Тунисско-Сицилийская нефтегазоносная субпровинция с бассейнами Восточно-Атласским (49а) и Тунисско-Сицилийским (49б) – юрско-эоценовый карбонатный шельф Африканской платформы, подвергшийся на востоке кайнозойской тектоно-магматической активизации.

50. Ливийско-Египетская нефтегазоносная провинция (бассейн) – юрско-эоценовый шельф Африканской платформы.

51. Адриатическая нефтегазоносная провинция (бассейн) – эоцен-неогеновый флишевый прогиб на позднетриасово-эоценовом карбонатном шельфе; с месторождениями бокситов (на рубеже раннего и позднего мела), марганца.

52. Аквитанская нефтегазоносная субпровинция – мезозойский карбонатный шельф пассивной окраины Атлантики, ограниченный с юга Транспиренейским трансформным правым сдвигом.

53. Северо-Аравийская минерагеническая (нефтегазоносная) провинция – северная часть Аравийской плиты (мезозойско-неогеновый карбонатный шельф), тектонически перекрывшей в миоцене Восток Средиземноморья, подвергшаяся тектоно-магматической активизации в плиоцене–квартере.

9.4. ОБЩАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ТЕКТОНИКИ И МИНЕРАГЕНИИ СРЕДИЗЕМНОМОРЬЯ

Кратко суммируя особенности тектоники и металлогенического развития Средиземноморья в историческом аспекте эволюции земной коры в связи с геодинамикой, отметим следующее. В кембрии накапливались карбонатные толщи с сингенетичными сидеритовыми месторождениями, в кембрии–ордовике – терригенно-карбонатные толщи со свинцово-цинковыми месторождениями, в силуре – терригенно-сланцевые толщи с колчеданно-полиметаллическими и стратоидными ртутными месторождениями. То есть континентальный субплатформенный режим с экзогенной металлогенией сменился рифтогенным с металлогенией, указывающей на всё возрастающую деструкцию земной коры, вовлечение в рудоносные процессы базальтоидных магм (формирование колчеданно-полиметаллических месторождений) и ультраосновных пород (как источников ртути). Из-за наложенной тектоники зональность раннепалеозойского рифтогена не выявляется.

С конца раннего палеозоя устанавливается комплекс парагенетических структур. На севере в линейном рифтогене деструкция достигает океанической стадии (толеит-базальтовые, риолит-базальтовые толщи девона в Передовом хребте Кавказа с медно-цинково-колчеданными месторождениями, фрагменты офиолитов Альп, Пиренеев). На юге деструкция коры происходила над глубинными адвективными ячеями, которых намечается две: одна в области морей Ионического и Леванта (фиксируется по исчезновению гранитного слоя, фациям и несогласиям в окружении), вторая к югу от Иберии (фиксируется раннекарбоновым поясом Уэльва по характерной для задуговой обстановки базальт-риолитовой формации с колчеданными месторождениями «рудноалтайского» типа). Деструкция коры компенсируется аккрецией её сиалического слоя между областями деструкции, в зоне, фиксируемой по фрагментам орогенных формаций центра Иберии, Сардинии, Корсики, Балкан, Малой Азии, Кавказа. С раннеорогенной вулкано-плутонической ассоциацией магматических дуг раннего карбона связаны скарново-магнетитовые и золоторудные месторождения, а с позднеорогенными интрузивами – редкометальные. В отмеченном парагенетическом комплексе (линейный квазиокеанический бассейн – дуги – задуговые ячеистые бассейны) присутствовали зоны субдукции с падением к югу. В них в позднем девоне–раннем карбоне происходил региональный метаморфизм ранне-среднепалеозойских толщ и сопутствующих колчеданных месторождений, позже извлечённых из глубины.

В триасе и начале юры в условиях континентального шельфа формировались стратиформные месторождения свинцово-цинковые в карбонатных толщах и железомарганцевые в кремнисто-карбонатных. Позже мезозойская геодинамика и металлогения Восточного и Западного Средиземноморья резко различались. В Восточном проявился парагенетический зональный комплекс структур с полярностью, противоположной палеозойской. При этом ячеистая адвекция глубинных масс происходила на месте Чёрного моря, сопровождалась частным линейным рифтогенезом (типа pull-apart), деструкцией земной коры с выжиманием сиаля к югу, где развивались магматическая дуга и зона субдукции с северным падением. В рифтогене в юрской базальт-содержащей терригенно-сланцевой толще формировались колчеданно-полиметалли-

ческие и стратоидные ртутные месторождения. Позже, в средней юре, при более полной деструкции коры в задуговой обстановке шло накопление риолит-базальтовой и андезидацитовой формаций с колчеданно-полиметаллическими месторождениями. В островной дуге (ныне Среднегорье, Понтиды, юг Малого Кавказа) с позднемеловым андезитоидным вулканизмом связаны стратоидные сульфидно-полиметаллические месторождения типа манто, а с интрузивным магматизмом – медно-порфировые, скарново-магнетитовые, жильные и жильно-штокверковые полиметаллические, кварц-молибденитовые, золоторудные.

Соответствующая мезозойской преддуговой обстановке офиолитовая ассоциация с колчеданными и хромитовыми месторождениями в автохтонной позиции не сохранилась. Она присутствует лишь в зоне аллохтонных внешних дуг (Тавриды, Кипр, Эллиниды, Динариды), часто в перевёрнутом залегании. Часть аллохтонов, сложенных метаморфизованными офиолитами, по всей вероятности, ранее была субдуцирована к северу, затем перед поздним мелом извлечена наружу в тылу дуги. На рубеже раннего и позднего мела она была смещена к югу и юго-западу на комплексы древних кристаллических пород и вместе с ними и самостоятельно – ещё дальше, на карбонатный шельф. Этому времени соответствует образование бокситов.

В Западном Средиземноморье в мезозойской геологии нет признаков наличия ячеистой адвекции глубинных масс, соответствующих ей деструкции земной коры, субдукции, магматизма и рудообразования. Площадь была занята шельфовым морем с карбонатными осадками, со стратиформными свинцово-цинковыми и железомарганцевыми месторождениями в триас-юрских толщах и бокситами на границе раннего и позднего мела. В мезозое здесь зародились лишь узкие близширотные зоны типа pull-apart (север Пиренеев, Лигурия, Гвадалквивирский разлом) и началась линейная деструкция земной коры на площади Алжиро-Прованского бассейна (атлантический тип геодинамики).

Кайнозойская геодинамика и металлогения всего Средиземноморья отражают тектоно-магматическую активизацию, связанную с поднятием мантии в виде широкого вала с осложняющими его куполообразными ячеями под морями Альборанским, Тирренским, Эгейским, полуостровом Малая Азия. Над центрами ячей происходила деструкция земной коры, по периферии – её аккреция, развитие внутренних магматических дуг и дуг внешних аллохтонов. Развитие близмеридионального адвективного вала под Алжиро-Прованским бассейном сопровождалось деструкцией коры, спредингом, но без субдукции. Раздвижение сопровождалось смещением на 500 км Иберийского блока на запад по трансформным сдвигам: правому Транспиренейскому и левому Гвадалквивирскому. Заложение разломов древнее, на территории Пиренеев не моложе перми. На западе, в Атлантике, оба разлома трассируются узкими близширотными отрицательными аномалиями на фоне пятнистого магнитного поля и ограничиваются полосовой аномалией N 34. Всё это противоречит широко известным схемам С. Кэри и Кс. Ле Пишона, предполагающим раскрытие Сардино-Балеарской впадины при отколе Корсики и Сардинии от продолжения Пиренеев с поворотом их против часовой стрелки. Геология и геоморфология, сходные с Пиренеями, имеются лишь у Корсики. У Сардинии они сходны с Балеарскими островами, отколовшимися от востока Иберии при заложении Валенсийско-Лигурийского бассейна, который образовался позже при близширотном расхождении Сардино-Корсиканского и Иберийского блоков. Принципиальное различие в современном геологическом строении и тектоно-магматическом развитии Западного и Восточного Средиземноморья обусловлено историческими особенностями деструкции континентальной земной коры и компенсирующей её аккреции по периферии. Наращивание мощности сиалического слоя коры на площади между Ионийско-Левантийским (Восточным) бассейном и Чёрным морем в палеозое и мезозое привело к тому, что при кайнозойской ТМА на

площади Эгейского моря и Малой Азии образовались морская и континентальная впадины с корой, не достигшей даже субокеанического типа строения. В то же время в Западном Средиземноморье сформировались акватории с океаническим и субокеаническим типами земной коры не только при ячеистой (Тирренское, Альборанское моря), но и при линейной (Алжиро-Прованский бассейн) деструкции. Литосфера Восточного бассейна и Чёрного моря, при зарождении которых соответственно в палеозое и мезозое их земная кора лишилась гранитного слоя, в кайнозое, оказавшись на склонах глубинного поднятия зоны ТМА, при оттоке мантийного вещества в сторону ТМА, стала опускаться. Развитие бассейнов сопровождалось мощным осадконакоплением при низком тепловом потоке и отсутствии магматизма с наплывом аллохтонов (Критского, Кипрского на юге, Синопского выступа на севере) на края бассейнов.

Везде над глубинными ячеистыми поднятиями и в частных рифтогенах проявился и проявляется поныне вулканизм. С кайнозойским магматизмом связаны разнообразные месторождения: жильные полиметаллические, вольфрамовые, марганцевые, стратоидные сурьмяно-ртутные, полиметаллические, для которых по прямым и косвенным фактам установлена роль магматогенной и метаморфогенной регенерации руд более древних металлогенических эпох, месторождения которых подвергались субдукции, региональному метаморфизму, попали в фундамент вулкано-плутонических поясов.

В целом для Средиземноморья размещение рудных месторождений определяется позицией рудоносных геологических формаций, которая зависит не только от геодинамических условий их образования, но и от наложенной тектоники.

Выводы. Тектоника и минерагения Средиземноморья, сформированная в течение ряда минерагенических эпох, создают в целом сложную и пёструю картину. Вместе с тем, если при её рассмотрении опираться на принципиальные положения геодинамики, компенсационную организацию тектонического течения масс при анализе вертикальных и латеральных рядов структурно-формационных комплексов, то станут очевидными многие закономерности этой крупной части гипотранзитали:

- в Средиземноморье сочетаются образования деструкции и аккреции земной коры; они отвечают условиям неустановившейся конвекции крупных масс, происходящей в виде валообразных и ячеистых поднятий мантии и связанных с этим краевых эффектов;
- большую роль в формировании земной коры играют многосоткилометровые сдвиговые перемещения с развитием бассейнов типа pull-apart;
- в формировании зон субдукции, магматических дуг (островных и окраинно-континентальных) с характерными вулкано-плутоническими ассоциациями и соответствующими рудными месторождениями определяющую роль играют ячеистые глубинные (мантийно-коровые) поднятия;
- формирование глубоководных бассейнов Восточного Средиземноморья, лишённых гранитного слоя, имеющих мощный осадочный слой, низкий тепловой поток, является результатом особенностей «клавишного» последовательного компенсационного течения глубинного вещества на протяжении всей фанерозойской истории их развития;
- закономерная смена рудно-формационных типов месторождений обусловлена сменой в пространстве и времени литолого-формационных комплексов, отражающих эволюцию земной коры в процессе её деструкции и компенсирующей аккреции;
- существует чёткая зависимость региональной позиции месторождений от двух факторов: геодинамических условий образования рудоконтролирующих литолого-формационных комплексов и наложенной тектоники;
- в кайнозойском тектоно-магматическом цикле в пределах Средиземноморья весьма широко проявлено рудообразование за счёт регенерации более древних месторождений.

10 ГЛАВА ГЕОЛОГИЯ, ТЕКТОНИКА И МИНЕРАГЕНИЯ КУБЫ

Современную структуру острова Куба составляют две вертикальные части: покровно-складчатое мезозойско-раннетретичное сооружение и перекрывающий его осадочный чехол позднего кайнозоя. Последующее описание посвящено нижнему сооружению. Характеристика структур приводится в терминах разных тектонических концепций и в их сопоставлении.

Традиционно на Кубе выделяются две области: миогеосинклинальная на севере и эвгеосинклинальная на юге. Последняя подразделяется на две части: мезозойскую, занимающую основную территорию Кубы, и палеогеновую, составляющую крайнюю юго-восточную часть острова. Кроме того, выделяются отдельные блоки осадочных и метаморфических толщ, которые в схемах ранних исследователей не получили однозначной тектонической трактовки.

10.1. СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННЫЕ КОМПЛЕКСЫ КУБЫ

Структурно-формационные комплексы (СФК), слагающие покровно-складчатое сооружение, их латеральная позиция и соотношения показаны на рис. 10.1–10.3. Структурно-формационное районирование проведено на этапы мезозойского и раннесреднеэоценового этапов развития Кубы.

10.1.1. Мезозойские комплексы и элементы их геологической структуры

В миогеосинклинальной области северной части Кубы выделяются два различных СФК, которыми сложены надвинутые друг на друга блоки. Нижний расположенный с севера блок, который традиционно выделяется в качестве зоны Ремедиос, представляющей собой южную часть шельфа, сложен структурно-формационным комплексом, начинающимся с эвапоритовой формации, а выше сменяющимся карбонатной (известняково-доломитовой) надформацией.

Блоки, расположенные южнее, Ю. М. Пущаровский с соавторами [243] выделяют в качестве самостоятельных зон Камахуани и Пласетас, соответствующих континентальному склону и его подножию. Нами эти зоны условно объединены в единую супезону Камахуани-Пласетас-Лос-Органос, в которую помимо упомянутых зон включены карбонатные и кремнисто-карбонатные толщи хребта Лос-Органос, выходящие в ядре антиформы Пинар-дель-Рио. В основании СФК супезоны залегает сланцево-алевролито-песчаниковая формация, которая выше сменяется терригенно-кремнисто-карбонатной и карбонатно-кремнисто-терригенной. М. Итурральде-Винентом [307] среди пород терригенно-кремнисто-карбонатной формации среднего титона установлены толеитовые базальты мощностью 70–80 м, что характеризует переход подножия континентального склона к квазиокеаническому бассейну.

К описываемому структурно-формационному комплексу следует относить и терригенно-карбонатные толщи, выходящие в ядрах антиформ Тринидад и Санкти-Спиритус. Здесь они представлены внизу кварцевыми песчаниками свиты Наранхо, а выше известняками свиты Сан-Хуан[1]. Тип разреза и фаунистические находки

[1] Названные и другие свиты на Кубе в соответствии с американскими принципами именуются формациями и пишутся с заглавной буквы. По сути своей они соответствуют свитам в европейском понимании. Чтобы в тексте не появилась двойственность значения термина «геологическая формация», американские формации мы именуем свитами, сохраняя их правило написания.

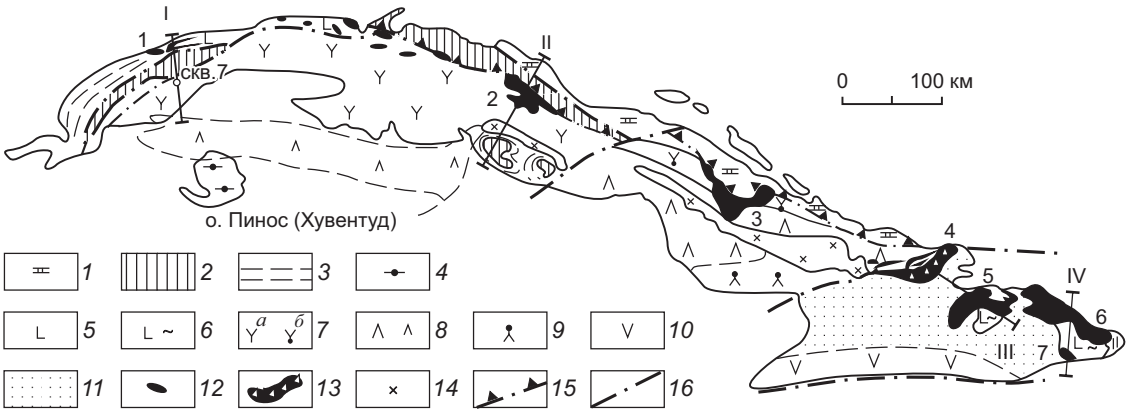


Рис. 10.1. Мезозойские и палеогеновые структурно-формационные зоны Кубы в современной геологической структуре (со снятым неоген-четвертичным осадочным чехлом).
1–9 – мезозойские зоны. *1–2* – миогеосинклинальная область, зоны: *1* – Ремедиос (шельф, прилежащий к Багамской платформе), *2* – суперзона Камахуани-Пласетас-Лос-Органос (континентальный склон и его подножие); *3, 4* – зоны рифтогенной области («терригенно-сланцевой эвгеосинклинали»): *3* – Пинар-дель-Рио-Эскамбрай, *4* – Хувентуд; *5–13* – «эвгеосинклинальная» область, зоны: *5* – Баийя-Онда (квазиокеанический сектор), *6* – Сьерра-Пурьяль (эдуцированные, ранее субдуцированные квазиокеанические комплексы), *7* – Санта-Клара: *а* – северный склон островной дуги, *б* – её переходная подзона Сьего-де-Авила, строение основания которой не изучено, *8* – Камагуэй-Лас-Тунас (приосевая часть островной дуги (одинарной в меловой период, внешней в палеогене), пунктиром обозначена современная подводная часть, *9* – осевая часть зоны Камагуэй-Лас-Тунас с предкампанским размывом и кампан-маастрихтским вулкано-плутоническим поясом (ВПП); *10, 11* – палеогеновые зоны: *10* – Сьерра-Маэстра (внутренняя островная дуга, островодужный ВПП), *11* – Байамо-Норте-де-Гуантанамо (междуговый бассейн); *12* – дунит-перидотит-габбровые массивы, *13* – то же, меланжированные (1 – Кахальбана, 2 – Санта-Клара, 3 – Камагуэй, 4 – Ольгин, 5 – Майяри (Сьерра-де-Нипе и Сьерра-де-Кристаль), 6 – Моа-Баракоа, 7 – Сьерра-дель-Конвенто); *14* – гранитоидные позднемеловые массивы; *15* – Главный Кубинский разлом; *16* – прочие крупные разломы; I–IV – разрезы см. рис. 10.2.

позволили Г. Мильяну параллелизовать этот разрез с юрско-меловыми толщами комплекса гор Сьерра-де-Лос-Органос, которые нами включены в суперзону Камахуани-Пласетас-Лос-Органос. К этому же комплексу, вероятно, относится свита Чафарина на крайнем востоке Кубы. Свита представлена кальцитовыми, реже доломитовыми мраморами, частью графитсодержащими, с прослоями тёмных метакремней.

Структурно-формационные комплексы эвгеосинклинальной области осложнены наложенной тектоникой, и их соотношения не везде трактуются однозначно. Приводимый ниже текст показывает путь поиска выхода из сложной ситуации. Названия многочисленных свит дадут возможность читателю проконтролировать приведённые сопоставления, используя карты [313 и 315].

Одним из дискуссионных вопросов является соотношение юрских осадочных формаций между собой и с меловыми вулканогенными формациями. Установление соотношений затрудняется тектоническими контактами и разной степенью метаморфизма. Лишь по косвенным фактам удаётся выстроить логичную схему первичной позиции разных формаций. Большую помощь в этом оказывают определённые типы месторождений, сингенетичные с осадконакоплением, как закономерные члены геологических формаций.

Юрские осадочные и вулканогенно-осадочные формации характеризуют рифтогенный этап развития, предшествующий квазиокеаническому, в котором земная кора в центре рифта приобретает тип, сходный с океанической корой, представленной офиолитовой ассоциацией.

В провинции Пинар-дель-Рио вулканогенные толщи сочетаются с рядами мезозойских осадочных формаций. Эти сочетания не находят однозначной трактовки у разных исследователей. Первую проблему пред-

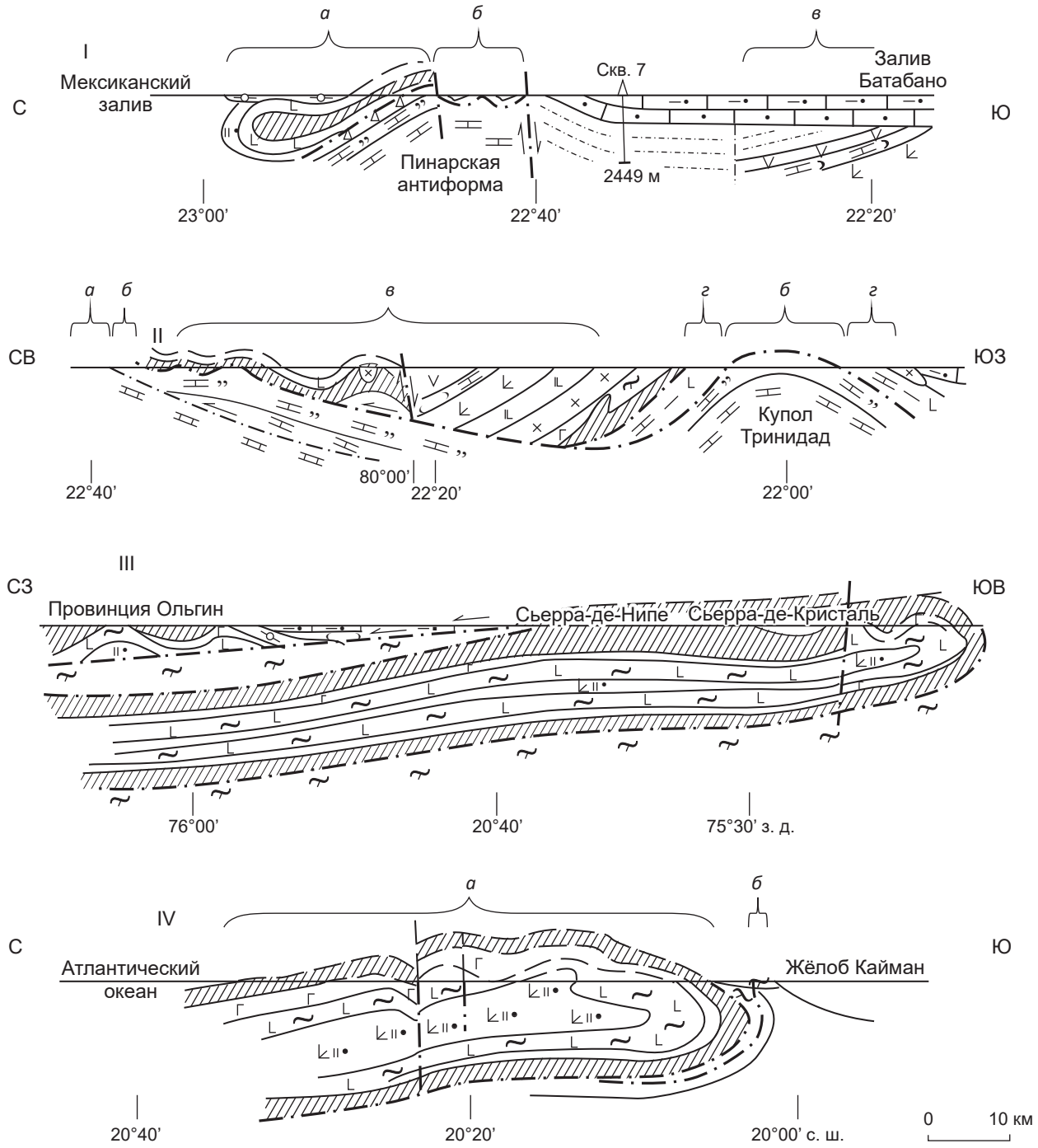
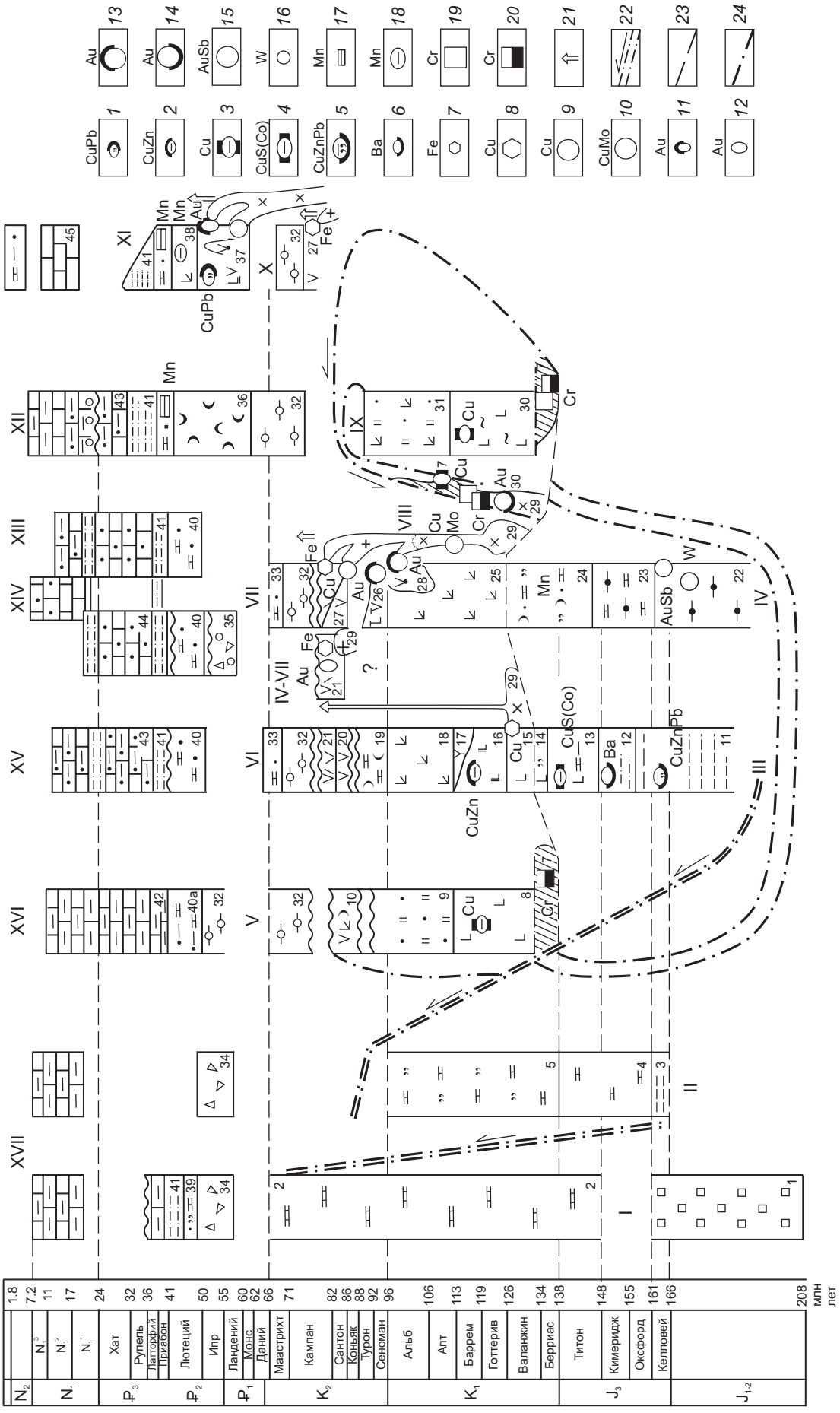

I
а
б
в
С
Мексиканский
залив
Скв. 7
Залив
Батабано
Ю
Пинарская
антиформа
2449 м
23°00’
22°40’
22°20’
II
а
б
в
г
б
г
СВ
ЮЗ
Купол
Тринидад
22°40’
80°00’
22°20’
22°00’
III
СЗ
ЮВ
Провинция Ольгин
Сьерра-де-Нипе
Сьерра-де-Кристаль
76°00’
20°40’
75°30’ з. д.
IV
а
б
С
Ю
Атлантический
океан
Жёлоб Кайман
20°40’
20°20’
20°00’ с. ш.
0
10 км
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23
24

Рис. 10.2. Геологическая структура формационных комплексов и зон Кубы.
I–IV – разрезы, положение которых см. на рис. 10.1. Вертикальный масштаб искажён.
I – опрокидывание геологических формаций комплекса Баийя-Онда (*а*), возникшее при их шарьировании совместно с нижним субкомплексом Пинар-дель-Рио (*б*) на комплекс Камахуани-Пласетас-Лос-Органос; *в* – погружённый комплекс Санта-Клара; Пинарская антиформа – постшарьяжное («постколлизионное») поднятие.
II – тектонические пластины с комплексами Санта-Клара (*в*) и субкомплексом Эскамбрай (*г*) – частью комплекса Пинар-дель-Рио-Эскамбрай, шарьированные на комплекс Камахуани-Пласетас-Лос-Органос (*б*) и их совместное шарьирование на комплекс Ремедиос (*а*). Купол Тринидад – постшарьяжное («постколлизионное») поднятие.
III – опрокинутое залегание офиолитовой ассоциации (дунит-перидотит-габбрового комплекса и комплекса Сьерра-Пурьяль) в смыкающем крыле *S*-образной зоны субдукции-обдукции (горы Сьерра-де-Нипе и Сьерра-де-Кристаль). Офиолитовая ассоциация провинции Ольгин – олистоплаки, сползшие с эдуцированного крыла зоны субдукции-обдукции.
IV – поднятые в антиформе (подвергшиеся эдукции) субдуцированные офиолитовая ассоциация – комплекс Сьерра-Пурьяль (*а*) и часть комплекса Пинар-дель-Рио-Эскамбрай (б).
Геологические формации: *1* – известняково-доломитовая надформация (титон–маастрихт); *2* – терригенно-кремнисто-карбонатная (оксфорд–титон); *3* – карбонатно-кремнисто-терригенная (берриас–турон); *4* – формации метаморфических пород, развитых по породам неопределённого возраста; *5* – карбонатно-сланцево-алевролито-песчаниковая (ранняя юра–кимеридж); *6* – базальтсодержащая глинисто-сланцево-терригенно-карбонатная (титон–берриас); *7* – дунит-гарцбургитовая (дунит-перидотитовая); *8* – габброидная (надстраивающая дунит-перидотитовую); *9* – толеит-базальтовая (валанжин–баррем), *10* – она же, динамометаморфизованная; *11* – риолит-базальтовая (готтерив–баррем); *12* – терригенно-кремнистая (апт–сеноман); *13* – базальт–андезибазальтовая (апт–альб); *14* – метапорфирит-туфогенная (апт–сеноман) динамометаморфизованная; *15* – карбонатно-вулканомиктовая (сеноман–турон); *16* – андезитовая (сантон–кампан); *17* – конгломерато-песчаниковая (кампан–маастрихт); *18* – олистостромовая и тектонический меланж; *19* – туфогенно-карбонатно-терригенная (монс–лютеций); *20* – карбонатно-конгломерато-алевролито-песчаниковая (лютеций–олигоцен); *21* – конгломерато-песчанико-карбонатная (ранний–средний миоцен); *22* – песчанико-алевролито-карбонатная гипсоносная (неоген); *23* – габбро-тоналит-диоритовая (поздний мел); *24* – поверхности тектонических перемещений.

ставляют юрские рифтогенные формации, слагающие крайнюю западную часть Кубы. Основание ряда этих формаций залегает тектонически на нижне-среднеэоценовой олистостроме, перекрывающей меловые осадочные породы суперзоны Камахуани-Пласетас-Лос-Органос. Налегание устанавливается вдоль хребта Лос-Органос, являющегося ядром Пинарской антиформы. В основании тектонического покрова залегают многочисленные тела альпинотипных гипербазитов и их меланжа [322]. На них налегает карбонатно-сланцево-алевролито-песчаниковая формация, в которой выделяются три составляющих её члена: 1) нижний алевролито-песчаниковый (соответствует толще, вмещающей многочисленные колчеданно-полиметаллические месторождения Санта-Лусия, Кастельяно и др., а также медное месторождение Матаамбре); 2) алевролито-песчанико-карбонатно-углисто-глинисто-сланцевый (соответствует ранее выделяемой свите Кастельяно); 3) верхний алевролито-песчаниковый, отличающийся от нижнего алевролито-песчаникового присутствием красноцветных фаций, остатков папоротников и крупных земноводных животных, т. е. субаэральных фаций, а также наличием многочисленных рудопроявлений барита и почти отсутствием медных и полиметаллических проявлений. Ранее этот член формации необоснованно включался в свиту Сан-Каэтано на основании сходства литологии, хотя залегает стратиграфически выше стратотипа свиты Кастельяно.

На карбонатно-сланцево-алевролито-песчаниковую формацию налегают толщи, которые в северо-западном крыле Пинарской антиформы относят к свите Эсперанса, а на юго-восточном крыле к свите Арройо-Кангре. Контакты в большинстве случаев тектонические. Свита Эсперанса имеет юрско-ранненеокомовый возраст. Она от-



CuPb
CuZn
Cu
CuS(Co)
CuZnPb
Ba
Fe
Cu
Cu
CuMo
Au
Au
Au
Au
AuSb
W
Mn
Mn
Cr
Cr
XVII
XVI
XV
XIV
XIII
XII
XI
X
IX
VIII
VII
IV-VII
VI
V
IV
III
II
I
1.8
7.2
11
17
24
32
36
41
50
55
60
62
66
71
82
86
88
92
96
106
113
119
126
134
138
148
155
161
166
208
млн лет
N_2
N_1
P_3
P_2
P_1
K_2
K_1
J_3
J_{1-2}
N_1^3
N_1^2
N_1^1
Хат
Рупель
Латторфий
Приабон
Лютеций
Ипр
Ландений
Монс
Даний
Маастрихт
Кампан
Сантон
Коньяк
Турон
Сеноман
Альб
Апт
Баррем
Готтерив
Валанжин
Берриас
Титон
Кимеридж
Оксфорд
Келловей

Рис. 10.3. Схема структурно-формационных комплексов Кубы и позиции в них рудных месторождений.

Структурно-формационные комплексы и соответствующие им структурно-формационные зоны (см. рис. 10.1): I – Ремедиос, II – Камахуани-Пласетас-Лос-Органос, III – Пинар-дель-Рио-Эскамбрай, IV – Хувентуд, V – Баийя-Онда, VI – Санта-Клара, VII – Камагуэй-Лас-Тунас, VIII – Майяри-Баракоа (тектоническая зона с опрокинутым залеганием пород), IX – Сьерра-Пурьяль, X – фрагмент верхней части комплекса VII, оставшегося в автохтоне, на котором развились зоны Сьерра-Маэстра (XI), Байамо Норте-де-Гуантанамо (XII); XIII–XVII – третичные комплексы и зоны внешней невулканической дуги: XIII – её южного склона, XIV – осевой части, XV–XVII – северного склона.

Номерами в колонках обозначены формации: 1 – эвапоритовая, 2 – известняково-доломитовая надформация, 3 – глинисто-сланцево-алевролито-песчаниковая, 4 – терригенно-кремнисто-карбонатная, 5 – карбонатно-кремнисто-терригенная, 6, 7 – дунит-гарцбургитовая совместно с габбровой, 8 – толеит-базальтовая, 9 – терригенно-кремнистая, 10 – базальт-андезит-карбонатно-туффитовая; карбонатно-сланцево-алевролито-песчаниковая, включающая части (снизу вверх): 11 – алевролито-песчаниковую и алевролито-песчанико-карбонатно-глинисто-сланцевую, 12 – алевролито-песчаниковую; 13 – базальтсодержащая глинисто-сланцево-терригенно-карбонатная, 14 – терригенно-кремнисто-толеит-базальтовая, 15 – толеит-базальтовая, 16 – риолит-базальтовая, 17 – андезидацитовая, 18 – базальт-андезибазальтовая (пирокласто-порфиритовая), 19 – карбонатно-вулканомиктовая, 20 – андезитовая, 21 – андезидацит-риолитовая верхняя часть андезитовой формации, 22 – метаалевролито-песчаниковая, 23 – метатерригенно-карбонатная, 24 – вулканокласто-терригенно-карбонатно-кремнистая, 25 – базальт-андезибазальтовая, 26 – трахибазальт-трахиандезитовая, 27 – базальт-риолит-дацит-андезитовая, 28 – субвулканических трахибазальтовых, базальтовых, андезитовых порфиритов и трахитоидов, 29 – габбро-тоналит-диоритовая, 30 – глинисто-сланцево-кремнисто-базальтовая, 31 – метапорфирито-туфогенная (базальт-андезибазальтовая?), 32 – конгломерато-песчаниковая, 33 – песчанико-глинисто-карбонатная, 34 – карбонатная и полимиктовая олистострома совместно с тектоническим меланжем, 35 – молассоидно-олистостромовая, 36 – туфогенно-карбонатно-терригенная, 37 – базальт-андезит-риолит-дацитовая, 38 – вулканокласто-порфиритовая (базальт-андезит-дацитовая), 39 – кремнисто-алевролито-карбонатная, 40 – карбонатно-алевролито-песчаниковая, 41 – алевролито-глинисто-сланцевая, 42 – алевролито-глинисто-карбонатная, 43 – песчанико-алевролито-карбонатная с гипсоносными фациями, 44 – алевролито-известняковая гипсоносная, 45 – карбонатная, 46 – конгломерато-песчанико-карбонатная.

Обозначения типов месторождений: *1* – стратоидных кварц-халькопиритовых жил и жильных зон (тип Эль-Кобре, он же кафанский), стратоидных кварц-сульфидно-полиметаллических гнездово-вкрапленных и прожилковых руд с подстилающими гипсовыми рудами (подтип типа Куроко), *2* – медно-цинково-колчеданный (уральский тип), *3* – медноколчеданный (кипрский тип), *4* – медь-кобальтоносный серноколчеданный и медноколчеданный (подтип типа Бесси), *5* – колчеданно-полиметаллический (филизчайский тип) и тот же тип, сопровождаемый в лежачем боку стратоидными кварц-пирит-халькопиритовыми линейными штокверками и группами жил (тип Матаамбре), *6* – баритовых стратифицированных линз и секущих жил, *7* – железо-скарновый, *8* – медный скарнированный, *9* – медно-порфировый, *10* – молибден-медно-порфировый, *11* – кварц-барит-медно-золото-серебряных жил (мизекский тип), *12* – золотосульфидный в вулканитах, *13* – кварцево-золото-сульфидный, *14* – золото-известково-силикатный (хлорит-золоторудный), *15* – сульфидно-кварц-золоторудный (кварц-сульфоантимонит-арсенопирит-золоторудный) в углеродисто-терригенных толщах, *16* – турмалин-кварц-вольфрамитовый, *17* – псиломелан-пиролюзитовый кор выветривания, *18* – кремнисто-псиломелан-пиролюзитовый вулканогенно-осадочный, *19* – хромпикотитовый (огнеупорных хромитов), *20* – хромит-алюмохромитовый (металлургических хромитов); *21* – время внедрения, показанное концом стрелки для интрузивов, позиция которых изображена относительно вмещающих пород; *22* – границы зон, проходящие по Главному Кубинскому разлому и направление тектонического перемещения; *23* – тектонический контакт между рифтогенными и эвгеосинклинальными комплексами; *24* – схематическая позиция субдуцированного блока, его антиформного воздымания, эдукции и сползания с него тектонических пластин.

вечает базальтсодержащей глинисто-сланцево-терригенно-карбонатной формации. Свита Арройо-Кангре также базальтсодержащая, но среди осадочных пород преобладают терригенные разности. В связи с тектоническим срезанием её верхних горизонтов можно допустить, что свита Арройо-Кангре представляет собой юго-восточный латеральный аналог области перехода от карбонатно-сланцево-алевролито-песчаниковой формации к базальтсодержащей глинисто-сланцево-терригенно-карбонатной. С таким истолкованием согласуется тот факт, что в свите Эсперанса присутствуют серноколчеданные с медью и кобальтом стратиформные месторождения и рудопроявления, а в свите Арройо-Кангре обнаружены проявления руд, характерные для лежачих блоков упомянутых месторождений. Правомерность корреляции свиты Арройо-Кангре с нижней частью свиты Эсперанса следует и из других сопоставлений. На юге Центральной Кубы (Эскамбрай) и на крайнем востоке острова Г. Мильян, М. Л. Сомин и К. Диаз [167] среди метаморфизованных толщ описали свиты Ля-Чиспа и Сьерра-Верде. Эти исследователи отмечают, что титон-раннемеловая свита Сьерра-Верде коррелируется со свитой Ля-Чиспа, а последняя весьма похожа на свиту Арройо-Кангре [319]. К этому следует добавить, что свита Ля-Чиспа вмещает убогомедноколчеданные и серноколчеданные месторождения (Карлота и др.), аналогичные месторождениям в свите Эсперанса (Унион и др.).

В ранних тектонических схемах Кубы обе свиты – Сан-Каэтано и Эсперанса – относились к южному окончанию миогеосинклинали. Позже Ю. М. Пущаровский с соавторами [243] первую формацию отнёс к Южной эпиконтинентальной супензоне – фрагменту Южно-Американской континентальной окраины, а вторую (свиту Эсперанса) – к континентальному подножию Северной миогеосинклинальной супензоны (Северо-Американской континентальной окраине). По мнению автора, обе формации более соответствуют южной окраине рифтогена на основании двух фактов: 1) намечаемого постепенного перехода свиты Сан-Каэтано и Кастельяно в свиту Эсперанса; 2) тектонического налегания свиты Сан-Каэтано на свиты северной окраины супензоны Камахуани-Пласетас-Лос-Органос, а Эсперанса – на Сан-Каэтано-Кастельяно с наследованием колчеданного профиля сингенетичного оруденения, которого нет в свитах северной окраины. Принадлежность свит Сан-Каэтано и Эсперанса именно к южной, а не северной окраине подтверждается характером их южных латеральных стратиграфических аналогов. Так, на осторове Хувентуд проявлены две формации: метаалевролито-песчаниковая (юрская свита Каньяда) и расположенная выше метатерригенно-карбонатная (келловей-титонская свита Агуа-Санта). В свите Агуа-Санта карбонатные породы составляют до 70–80 %. Базальты среди них не отмечены. Фации пород и месторождения, отражающие состав земной коры, на о. Хувентуд ближе к континентальным характеристикам по сравнению с расположенными севернее, в провинции Пинар-дель-Рио. На о. Хувентуд среди метаалевролито-песчаниковой формации расположены золоторудное и вольфрамовое месторождения при наличии мелких колчеданных проявлений. В провинции Пинар-дель-Рио среди карбонатно-сланцево-алевролито-песчаниковой формации локализованы колчеданные месторождения и мелкие золоторудные проявления, сходные с имеющимися на о. Хувентуд.

На рифтогенные осадочные и вулканогенно-осадочные формации налегают вулканогенные комплексы мелового возраста. Стратиграфические контакты не установлены, отмечаются лишь тектонические. Среди вулканогенных комплексов самым северным СФК является комплекс зоны Баийя-Онда. В основании его залегают альпинотипные гипербазиты, выше которых расположена формация толеитовых базальтов валанжина–баррема (бóльшая часть свиты Энкрусихада). На базальты налегает терригенно-кремнистая формация (верхняя часть свиты Энкрусихада и свита Киньонес) альба–начала турона.

Современные условия залегания СФК Баийя-Онда сложные. Как отмечают Ю. М. Пу-

щаровский с соавторами [243], к северу от наиболее крупного массива гипербазитов (массив Кахальбана) наблюдается нормальная последовательность напластования пород комплекса, а к юго-востоку от названного гипербазитового массива последовательность обратная, свидетельствующая об опрокинутом залегании. И весьма характерно, что свита Киньонес сохранилась лишь в опрокинутом крыле складки (см. рис. 10.2, I). В более северных выходах свиты Энкрусихада при нормальном залегании на неё налегает не свита Киньонес, а ассоциация свит Ороско (поздний турон–сантон) и Виа-Бланка. Это даёт основание полагать, что переворот залегания (опрокидывание) свит Энкрусихада и Киньонес произошёл до позднего турона. То есть перед поздним туроном в верхнем неопрокинутом крыле складки произошла частичная эрозия пород, одновозрастных со свитой Киньонес, что обусловило несогласное налегание свит Ороско и Виа-Бланка на свиту Энкрусихада. Таким образом, в комплексе Баийя-Онда выделяются два субкомплекса: нижний, включающий свиты Энкрусихада, Киньонес, и верхний, представленный свитой Ороско. К югу от крыльев складки комплекс Баийя-Онда сильно фрагментирован, и его складчатая структура опознаётся с трудом.

На востоке территории свита Виа-Бланка перекрывает как нормальное, так и опрокинутое крылья складки, из чего следует, что к позднему кампану складка уже была сформирована. Но на этом активная тектоническая жизнь территории не закончилась. Об этом свидетельствует тектоническое налегание комплекса Баийя-Онда на ранне-среднеэоценовую олистострому. Фактически это тектонический покров пеннинского типа.

Вулканогенный комплекс, включающий ряд формаций от середины валанжина до основания кампана, расположенный к юго-востоку от зоны Баийя-Онда, все исследователи считают юго-восточным латеральным продолжением разреза, сменяющим названную зону. Наиболее полный разрез упомянутого комплекса снизу вверх представлен рядом формаций. В нижний субкомплекс входят риолит-базальтовая и андезидацитовая формации (при ином принципе деления нижняя часть первой рассматривается как толеит-базальтовая, а верхняя совместно со второй формацией как базальт-риолит-дацитовая) – свита Лос-Пасос готтерива–баррема, базальт-андезибазальтовая (пирокласто-порфиритовая) – свита Матагуа апта–альба. Верхний субкомплекс, залегающий с несогласием на нижнем, представлен карбонатно-вулканомиктовой (свиты Провинсиаль сеномана, Сейбабо турона–коньяка) и андезитовой (свита Бруха сантона–кампана) формациями. Верхняя часть последней представлена андезидацит-риолитовой субформацией, которая перекрыта кампан-маастрихтскими молассоидами.

Изучаемый комплекс обнажён практически только на территории провинции Санта-Клара. Ю. М. Пущаровский с соавторами [243] эту территорию вулканогенного комплекса выделяли в качестве зоны Саса меловой островной вулканической дуги. В последнюю они включали также зоны Баийя-Онда, Лас-Тунас, Аурас и Нипе-Кристаль-Баракоа, которые предыдущими исследователями [315] рассматривались в составе единой зоны с общим названием Саса. Из-за возникшей двойственности понимания термина «зона Саса» нами он не используется. Вулканогенный комплекс провинции Санта-Клара по данным геофизики и глубинных скважин [315] прослежен к западу вплоть до юго-восточной части провинции Пинар-дель-Рио.

К юго-востоку от провинции Санта-Клара, в провинциях Камагуэй и Лас-Тунас, мезозойский вулканогенный разрез имеет иное строение. В нём при сохранении общей циклической направленности развития СФК выделяются две части, разделённые несогласием. Эти части рассматриваются в ранге нижнего и верхнего субкомплексов. По территории распространения оба субкомплекса включаются в СФК Камагуэй-Лас-Тунас. Ю. М. Пущаровский с соавторами [243] выделяет эту территорию в качестве зоны Лас-Тунас.

Основание СФК Камагуэй-Лас-Тунас не вскрыто. На севере фиксируется тектониче-

ское налегание его верхнего субкомплекса на альпинотипные гипербазиты. Вскрытая часть нижнего субкомплекса снизу представлена порфиритовой базальт-андезибазальтовой, а выше трахибазальт-трахиандезитовой формациями, охватывающими время от готтерива до раннего турона (свиты Гуаймаро, частично Матагуа, Контрамаэстра, Провинсиаль). Верхний субкомплекс представлен базальт-риолит-дацит-андезитовой (сокращённо андезитовой) формацией. Непосредственно к югу от СФК Санта-Клара она начинается с отложений коньяка (свита Аримао), а в более южных широтах (к югу от городов Камагуэй, Лас-Тунас) – с отложений сантона (свита Видот). Здесь же наиболее развиты интрузивы позднемеловых гранитоидов и отмечается большая глубина предмаастрихтского размыва. В результате маастрихтские молассоиды налегают не только на свиту Видот, но и на сеноманские породы свиты Гуаймаро. Севернее упомянутой территории верхняя часть андезитовой формации сохраняется полнее и представлена андезидацит-риолитовой субформацией (кампанской свитой Каобийя) повышенной щёлочности.

Таким образом, СФК Камагуэй-Лас-Тунас существенно отличается от СФК Санта-Клара. В нём отсутствуют контрастная и андезидацитовая формации на уровне готтерива–баррема, и их место занимает порфиритовая базальт-андезибазальтовая формация. В конце развития порфиритового нижнего субкомплекса значительно возрастает щёлочность магм (трахибазальт-трахиандезитовая формация) по сравнению с таковой при образовании СФК Санта-Клара. С этим различием вулканогенных формаций корреспондирует и различие состава позднемеловых интрузивов габбро-гранитоидной серии. Для СФК Санта-Клара характерен ряд габбро – диорит – гранодиорит – плагиогранит, а для Камагуэй-Лас-Тунас – габбро – диорит – гранодиорит – граносиенит. Наконец, в СФК Камагуэй-Лас-Тунас наиболее интенсивно проявлен размыв в турон-коньякское время перед накоплением андезитовой формации. Всё это характеризует зону Камагуэй-Лас-Тунас как наиболее близкую к субконтинентальному режиму (орогенную зону) в мезозойской истории развития Кубы.

Мезозойские вулканогенные разрезы территорий, расположенных к юго-востоку от зоны Камагуэй-Лас-Тунас, представляют собой повторение рассмотренных СФК и их частей в разных комбинациях и тектонических обстановках. Например, в комплексе тектонических блоков провинции Ольгин (см. рис. 10.1, 10.2) среди гипербазитов встречаются формации, присущие СФК Камагуэй-Лас-Тунас, а на юге этого комплекса – толеит-базальтовая формация с колчеданными проявлениями, сходная с членом СФК Баийя-Онда.

На крайнем юго-востоке острова в районе города Сантьяго-де-Куба присутствуют верхнемеловые андезибазальтовые и базальтовые порфириты, вмещающие скарново-магнетитовые месторождения, соответствующие андезитовой формации СФК Камагуэй-Лас-Тунас. Наконец, на востоке Кубы присутствует комплекс динамометаморфизованных меловых пород, сходный с СФК Баийя-Онда. Как их позиция увязывается с общей геологической структурой Кубы? Анализ позиции и особенностей строения упомянутых «повторяющихся» комплексов позволяет охарактеризовать не только важные особенности тектонического развития Кубы, но и общие особенности развития структурных элементов островодужных систем, в частности зон субдукции. Рассмотрение их целесообразно начать с крайнего востока острова.

На востоке Кубы выделяется комплекс мезозойских вулканогенно-осадочных пород, которые подверглись динамометаморфизму, а выделяемые среди них толщи не имеют однозначной стратиграфической интерпретации, что существенно затрудняет их формационный анализ. На геологической карте Кубы масштаба 1 : 500 000 [315] эти породы относятся к двум одновозрастным (ранний мел–ранний турон) свитам Сьерра-Пурьяль и Санто-Доминго. А. А. Николаев, проводивший геологичес-

кую съёмку масштаба 1 : 100 000, эти образования относит к свите Ля-Фарола, выделенной Э. Наги, и подразделяет на три подсвиты. Нижняя подсвита мощностью 1,6 км сложена базальтами и андезибазальтами, превращёнными в кварц-хлоритовые, кварц-хлорит-эпидотовые, амфибол-кварц-хлоритовые сланцы, которые перемежаются с осадочными графитсодержащими толщами, составляющими до половины мощности разреза.

Средняя подсвита также мощностью около 1,6 км сложена преимущественно кварц-хлоритовыми сланцами с прослоями графитсодержащих сланцев, развитыми преимущественно по осадочным и туфогенно-осадочным породам. Верхняя подсвита мощностью 1,1 км представлена порфиритоидами андезибазальтового состава и сланцами хлорит-кварцевыми, кварц-серицит-хлоритовыми. В отличие от средней и нижней подсвит в ней отмечается наличие ряда прослоев вулканитов буровато-вишнёвой окраски и осадочных пород. В основании подсвиты присутствует горизонт тонко переслаивающихся ярко-зелёных и ярко-красных пород. Породы верхней подсвиты динамометаморфизованы слабее, чем нижней и средней. В целом, как отмечает А. А. Николаев, нижняя подсвита по облику сопоставима со свитой Энкрусихада зоны Баийя-Онда, средняя – со свитой Киньонес, хотя в последней значительно больше осадочных пород, а верхняя подсвита напоминает свиту Ороско.

Однако закартированная последовательность напластования подсвит может получить иную стратиграфическую интерпретацию, если учесть геологическую структуру территории и окружающего пространства. Верхняя подсвита может оказаться аналогом верхней части нижней подсвиты и нижней части средней, но в опрокинутом залегании и представлять собой первоначально более южные части вулканогенного разреза, а не более северные, как в современной структуре. Основанием для такой интерпретации служит ряд фактов.

Контакт нижней и средней подсвит на востоке территории приобретает меридиональное простирание, образуя центриклинальное замыкание, а нижнюю подсвиту к северу продолжают породы «верхней» подсвиты, которая занимает всю северную часть территории (она же свита Санто-Доминго). На юге и востоке территории нижняя подсвита своим основанием примыкает к гипербазитовым массивам, которые в современной структуре её перекрывают. Эти же массивы перекрывают и верхнюю подсвиту. В самих же массивах устанавливается последовательность пород, характерная для опрокинутого залегания офиолитовой ассоциации. Как отмечают А. Л. Книппер, Х. Оро, Е. Фонсека [243], под пластиной массива Моа-Баракоа, сложенного гарцбургитами, дунитами, верлитами, лерцолитами, плагиоклазовыми лерцолитами, пироксенитами и троктолит-габбровой ассоциацией, залегает пластина толеитовых шаровых базальтов и кремнистых пород мощностью в несколько сот метров, а под ними – породы, относимые к свите Ля-Фарола. Это же подтверждает глубокая скважина № 43, пробуренная южнее массива Пинарес-де-Майяри (Нипе-Кристаль) в центре кайнозойской впадины Гуантанамо. Скважина вскрыла перевёрнутый разрез мезозойских пород с габброидами, расположенными на вулканитах. Сами же габброиды размыты и несогласно перекрыты палеогеновой вулканогенно-осадочной толщей.

Описанная геологическая структура обусловлена образованием сжатой синклинали, в которой участвует весь офиолитовый комплекс. В современной структуре замок синклинали расположен на юге и, кроме того, поднят, в результате чего перевёрнутая синклиналь превращается в антиформу. Нижнее крыло этой почти лежачей складки сложено породами нижней подсвиты свиты Ля-Фарола, а верхнее опрокинутое крыло – толеитовыми базальтами и верхней частью верхней подсвиты свиты Ля-Фарола, где преобладают андезибазальтовые порфиритоиды. Залегающие под последними (а в неопрокинутом разрезе над ними) грубослоистые хлорит-кварцевые, а выше кварц-серицит-хлоритовые сланцы переслаиваются с хлорит-кварцевыми сланца-

ми зелёного, а местами вишнёвого цвета, по аналогии со сходными разрезами других провинций могут относиться к андезидацитовой формации, которая по латерали обычно замещает кремнисто-терригенную формацию, расположенную над дацитсодержащей толеит-базальтовой. В андезидацитовой формации обычно возрастает роль вулканитов кислого состава в направлении к континенту или островной дуге, т. е. по мере удаления от кремнисто-терригенной формации, которая в бассейне занимает тот же стратиграфический уровень. Такое наблюдается и на востоке Кубы, где к северо-востоку от массива Сьерра-де-Кристаль в свите Букуэй (ранний мел–турон) в вулканогенно-осадочной толще содержатся вулканиты кислого состава [243]. Если развернуть опрокинутое верхнее крыло отмеченной складки, то эта толща окажется первоначально расположенной к югу от разрезов свиты Ля-Фарола. Таким образом, в зоне Сьерра-Пурьяль может быть намечен структурно-формационный комплекс, сходный по строению с комплексом зоны Баийя-Онда, развитый в нижнем крыле складки. В верхнем крыле тот же комплекс приобретает черты, переходные к комплексу, характерному для зоны Санта-Клара. Однако в отличие от западной части Кубы комплексы Восточной Кубы метаморфизованы, причём интенсивнее в лежачем крыле складки, где они более глубоко погружены при субдукции.

Правомерность предложенной трактовки геологической структуры мезозойских пород востока Кубы подтверждается особенностями размещения более древних пород, подвергшихся метаморфизму совместно с комплексом Сьерра-Пурьяль, а также особенностями геологической структуры гипербазитовых и габбро-гипербазитовых массивов.

Весьма примечательно, что к породам, расположенным у замка описанной антиформы (перевёрнутой синклинали), со стороны стратиграфически нижних частей (а в современной структуре, наоборот, сверху) примыкают древние метаморфические толщи. Так, на массиве Пинарес-де-Майяри залегает блок метаморфических пород, представленных амфиболитами, кварцитами, тальк-серпинтиновыми, графитовыми, серицитовыми, мусковитовыми и глаукофановыми сланцами (свита Ля-Кореа), а на крайнем востоке Кубы к гипербазитам примыкают гранатсодержащие амфиболиты с прослоями гранатовых кварцитов и гранат-биотитовые плагиогнейсы (свита Гуира-де-Хауко). Толщи считаются древними, однако амфибол в них по калий-аргоновому методу имеет возраст 72–75 млн лет [167], соответствующий кампану, что отвечает времени метаморфизма. Свита Гуира-де-Хауко тектонически налегает на свиту Сьерра-Верде, а последняя, в свою очередь, тектонически на свиту Чафарина. Свита Сьерра-Верде сложена серицитовыми сланцами, филлитами с прослоями кварцевых метаалевролитов и метарадиоляритов, перекристаллизованных известняков и зеленокаменно изменённых туфов основного состава, а также телами диабазов и базальтов. В известняках встречена фауна, на основании которой свита датируется титоном–ранним мелом [167]. Состав и возраст свиты позволяют сопоставлять её со свитами Эсперанса и Арройо-Кангре западной части Кубы.

Расшифровывая мезозойскую складчатую структуру СФК Сьерра-Пурьяль, необходимо помнить, что она подверглась большим поздним наклонам. Структурно-формационный комплекс претерпел пологие западные погружения совместно с третичными толщами впадины Гуантанамо. Кроме того, СФК Сьерра-Пурьяль оказался на северном крыле третичной антиклинорной зоны Сьерра-Маэстра, и, таким образом, более древние пологие и лежачие складки, попавшие на это крыло, перевернулись с задиранием вверх их южных частей. В этом случае лежачие синклинали с замками, расположенными на юге, превращаются в антиформы, а антиклинали с северными замками – в синформы.

Рассмотрим геологическую структуру и природу гипербазитовых массивов востока Кубы и окружающих их метаморфизованных пород. Здесь выделяются два крупнейших гипербазитовых массива: Пинарес-де-Майяри и Моа-Баракоа (см. рис. 10.1).

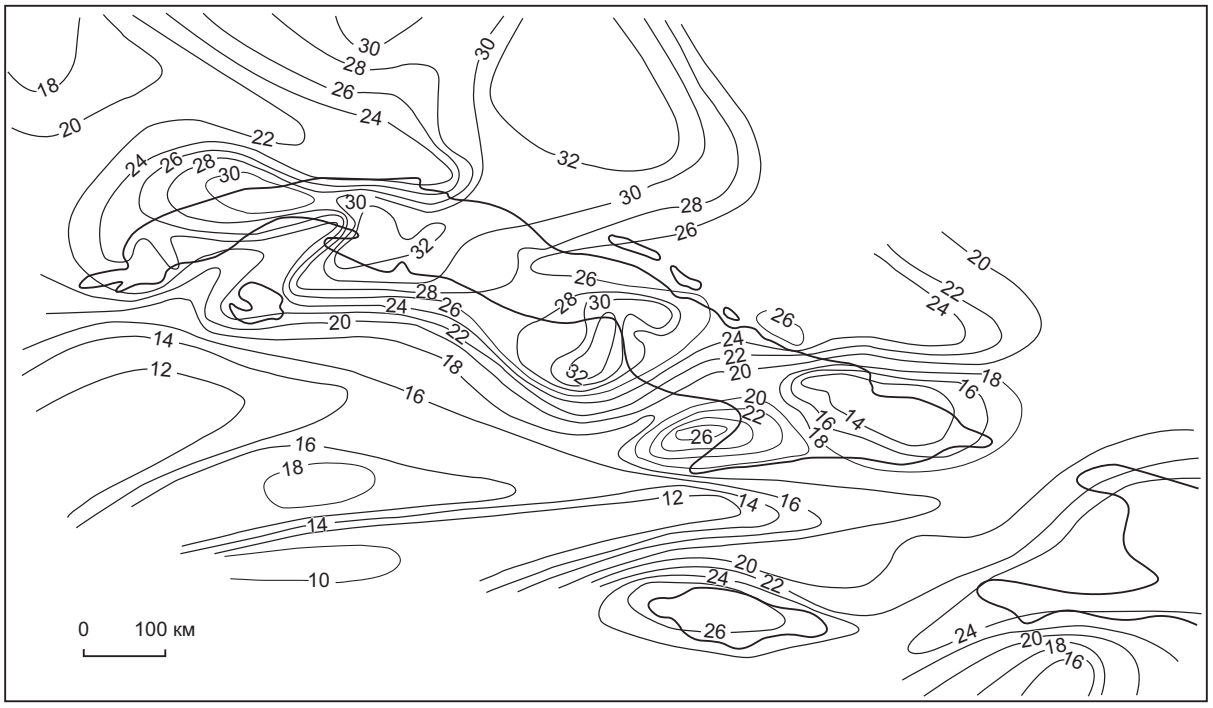


Рис. 10.4. Карта глубин залегания поверхности Мохоровичича в области Кубы составлена О. А. Сусиным по материалам МОВЗ; изобаты в километрах.

Внутренняя их структура устанавливается по расположению пород разного состава и по линейно-плоскостным ориентированным текстурам (ориентировки удлинённых зёрен пироксенов, хромшпинелидов и др.). В массиве Пинарес-де-Майяри и в северной половине массива Моа-Баракоа падение этой псевдослоистости в сторону северных румбов. В северной части массива Моа-Баракоа сами гипербазиты также имеют северное падение, а под ними залегают динамометаморфизованные породы СФК Сьерра-Пурьяль. В южной половине массива Моа-Баракоа падение псевдослоистости южное. По данным А. А. Николаева, в южной части территории присутствует и другой гипербазитовый массив (Сьерра-дель-Конвенто) с южным падением под углом 25–30°. В его лежачем боку развит СФК Сьерра-Пурьяль.

Таким образом, в южной части территории намечается антиформный перегиб пластин гипербазитов. Но как ведут себя гипербазиты далее? Судя по интенсивным положительным гравитационным аномалиям под впадиной Гуантанамо, расположенной севернее зоны Сьерра-Маэстра и южнее выходов массивов Пинарес-де-Майяри и Моа-Баракоа, на глубине отмечаются гипербазиты, вертикальная мощность которых оценивается порядка 6–8 км (устное сообщение геофизика О. А. Сусина). Иначе говоря, южное крыло антиформы, по всей вероятности, загибается и приобретает северное падение. В ядре этой антиформы расположен СФК Сьерра-Пурьяль.

Образование складки с динамометаморфизированными вулканитами в ядре и пластинами облекающих их гипербазитов становится более понятным при рассмотрении её в комплексе с глубинным строением территории и особенностей строения самих массивов Нипе-де-Кристаль и Моа-Баракоа.

По данным МОВЗ, обработанным О. А. Сусиным, поверхность Мохоровичича (граница М) на востоке Кубы высоко поднята и залегает на глубинах 14–18 км, погружаясь на севере до глубины 22–24 км (рис. 10.4). На юге же и западе, под глубоководным жёлобом Кайман, граница М находится на глубинах от 10 до 18 км. Иначе говоря, антиформная складка с метаморфизованными вулканитами в ядре и гипербазитами на крыльях находится на северном склоне крупного линейного мантийного поднятия (линейного мантийного вала

Кайман). Эта складка является фактически перевёрнутой синклиналью с шарниром, расположенным на юге и задранным вверх. Перевёрнутый характер разреза следует и из строения массива Пинарес-де-Майяри и его окружения.

Как отмечают Ю. А. Пущаровский с соавторами [243], в центре этого массива (Сьерра-де-Кристаль) отсутствуют породы, характерные для верхней части офиолитовой ассоциации. Он сложен гарцбургитами, дунит-гарцбургитовым полосчатым комплексом, а также рудами с высокохромистыми хромшпинелидами. Габброиды для центра массива не характерны и фиксируются только на северо-западном и немного на юго-восточном флангах. Строение массива Пинарес-де-Майяри отличается от массива Моа-Баракоа. В последнем дуниты мало развиты, присутствуют гарцбургиты, верлиты, лерцолиты, клинопироксениты и достаточно широко проявлены троктолиты и габбро. Хромшпинелиды низкохромистые [214]. Всё это свидетельствует о том, что в массиве Пинарес-де-Майяри преобладают породы нижней части гипербазитового члена офиолитовой ассоциации, а в массиве Моа-Баракоа – средней и верхней частей. Ко всему этому, массив Пинарес-де-Майяри и территория на протяжении 60–70 км к западу от него характеризуются наиболее высокими на Кубе положительными гравитационными аномалиями (до 150–180 мгал).

Таким образом, массив Пинарес-де-Майяри представляет собой не глубоко эродированную часть ультрабазитовой ассоциации, а нижнюю её часть в перевёрнутом залегании (днище перевёрнутой синклинали), на которой в настоящее время залегают фрагменты ранее подстилавших метаморфических пород (свита Ля-Кореа). Отмеченное переворачивание произошло в меловое время, так как обломки гипербазитов присутствуют в конгломератах кампан-маастрихтской свиты Ля-Пикота. То есть здесь устанавливается та же ситуация, что и упомянутая выше в структуре комплекса Баийя-Онда, где время складкообразования определяется как турон-раннекампанское.

В связи с описанной структурой мезозойских комплексов востока Кубы и с учётом более поздних наложенных структур находят объяснение ряд других особенностей строения этой территории. Так, вполне закономерно, что метаморфические породы свиты Ля-Кореа сохранились лишь на массиве Пинарес-де-Майяри и отсутствуют на массиве Моа-Баракоа, хотя последний представляет собой более верхние разрезы расслоенного гипербазитового комплекса. Дело в том, что в современной структуре происходит погружение кайнозойских складчатых структур на запад, о чём свидетельствует расположенное на востоке центриклинальное замыкание впадины Гуантанамо. То есть в поднятой восточной части территории не сохранились метаморфические толщи, аналогичные свите Ля-Кореа, и нижние части гипербазитовой ассоциации. Лишь на крайнем востоке Кубы, за близмеридиональным разломом, в опущенном блоке присутствуют метаморфиты свит Гуира-де-Хауко и Сьерра-Верде.

Вполне понятной становится и причина скучивания формационных комплексов типов Камагуэй-Лас-Тунас и Сьерра-Пурьяль вместе с гипербазитами в блоке провинции Ольгин. Дело в том, что описанная перевёрнутая складка (с комплексом Сьерра-Пурьяль в ядре) относилась к южной окраине Кубинского квазиокеана, субдуцированной под борт последнего. Складка представляет лишь нижнюю часть *S*-образной зоны субдукции-обдукции. Верхняя часть *S*-образной зоны, естественно, была сложена более южными СФК (типа Камагуэй-Лас-Тунас). Они-то и сползли к северо-северо-западу по пологонаклонным пластинам серпентинизированных гипербазитов, захватив при этом и часть комплекса Сьерра-Пурьяль (см. рис. 10.1, 10.2). Оползень был громадным и охватил всю Кубу. Практически все известные сейчас неметаморфизованные меловые вулканогенно-осадочные толщи находились в надсубдукционной позиции и переместились к северо-северо-западу. На месте орогенной зоны, ныне занятой горами Сьерра-Маэстра, и расположенного западнее подводного хребта Кайман

после сползания с них блоков и размыва пород в позднем кампане–маастрихте сформировался андезитоидный пояс, сопровождаемый гранитоидным магматизмом и скарново-магнетитовым оруденением. Эти образования в настоящее время фиксируются лишь фрагментарно в районе города Сантьяго-де-Куба.

После формирования кампан-маастрихтской молассы и олистостромы начался новый этап в развитии Кубы – формирование палеогеновой внутренней островной дуги. Сползший же блок, оторвавшийся от магматических корней, в палеогене стал амагматичным и превратился во внешнюю островную дугу.

Итак, геологическая структура Юго-Восточной Кубы соответствует математической модели адвекции (конвекции). Но в кубинской ситуации замок лежачей синклинали поднят выше, чем на рисунке модели М. А. Гончарова, рассматривающей только первые 180° последовательного через 30° фазового развития конвекции. Эффект этого процесса может быть уподоблен затягиванию к центру и вверх нижней части грибообразного облака при атомном взрыве – наглядной модели конвективной ячейки. Минеральные фации метаморфитов – хлорит-мусковитовая, двуслюдяная для метапелитов, гранат-эпидотовых амфиболитов и амфибол-цоизитовых эклогитов для базальтов, характерные для эдуцированных толщ Кубы, отвечают давлениям 5,7–8,3 кбар [156]. То есть метаморфизм в зоне субдукции происходил на глубинах 20–30 км, а субдуцируемый блок в виде лежачей синклинали внедрялся в среду, аналогичную (на глубинах 20–60 км) астеносферному слою, установленному по геотраверсу Япония-Гавайи [130].

10.1.2. Палеогеновые комплексы

Палеогеновые образования на Кубе представлены СФК, отвечающим внутренней островной дуге (СФК Сьерра-Маэстра), а также расположенным севернее междугового бассейна (СФК Байамо-Норте-де-Гуантанамо), который с севера ограничен внешней островной дугой. Первый из упомянутых СФК сложен базальт-андезит-риолит-дацитовой формацией палеоцена–раннего эоцена, а выше вулканокласто-порфиритовой (базальт-андезит-дацитовой) и перекрывающей её известняковой формацией начала среднего эоцена. Комплекс перекрыт молассоидами конца среднего эоцена–олигоцена. Во втором СФК палеоцен–средний эоцен выражен туфогенно-известняково-терригенной формацией, перекрываемой известняковой начала среднего эоцена, а выше – туфсодержащей конгломерато-песчанико-карбонатной формацией конца эоцена, знаменующей переход к морской молассе. Южная часть зоны Сьерра-Маэстра содержит интрузивы габбро-диорит-плагиогранитной формации и резко обрывается по серии близширотных разломов, южнее которых находится современный глубоководный трог Кайман. Судя по тому, что вдоль него фиксируется левосторонний сдвиг очень большой амплитуды, природа трога соответствует бассейну pull-apart.

Во внешней островной дуге в начале эоцена образовались молассоидно-олистостромовая и конгломерато-песчаниковая формации, которые в среднем эоцене сменились карбонатно-флишоидной молассой, переходящей у подножия северного склона дуги в карбонатную и полимиктовую олистостромы, а выше в кремнисто-алевролито-карбонатную формацию.

В позднем эоцене–олигоцене на территории Кубы накапливались терригенно-карбонатные толщи, местами гипсоносные.

10.2. ПОЗИЦИЯ СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННЫХ КОМПЛЕКСОВ В ДРЕВНЕЙ И СОВРЕМЕННОЙ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ СТРУКТУРЕ КУБЫ В СВЯЗИ С ТЕКТОНИЧЕСКОЙ ИСТОРИЕЙ РАЗВИТИЯ

Многие особенности геологической позиции СФК Кубы рассмотрены в предыдущем разделе в связи с выделением вертикальных рядов геологических формаций. Здесь же приводится общая схема строе-

ния Кубы на основе изложенного и дополнительных материалов, а также использования карты глубин залегания поверхности Мохоровичича, составленной О. А. Сусиным, и карты магнитных и гравитационных аномалий, прилагаемых к геологической карте Кубы [315].

Сложность палеотектонической реконструкции состоит главным образом в выявлении первичных латеральных соотношений трёх групп комплексов: юрской осадочных пород; меловых и палеогеновых вулканогенных и осадочных пород; метаморфических комплексов. Реконструкции показывают весьма сложную историю развития структуры Кубы, если тщательно анализировать соотношения всех выделенных стратиграфических подразделений и условий их залегания. Они приводят к выводу о субдукции части мезозойских образований вместе с подстилающими их толщами, об извлечении из глубины (эдукции) части субдуцированных пород, а далее о развитии чешуйчатых сползаний в виде шарьяжей пеннинского и гельветского типов. Знакомство с обоснованием этих выводов и исследованиями, приведшими к ним, потребует от читателя терпения.

Как отмечалось ранее, северная (миогеосинклинальная) часть Кубы представлена зоной Ремедиос, соответствующей южной части шельфа Северо-Американского континента, и суперзоной Камахуани-Пласетас-Лос-Органос, соответствующей континентальному склону и его подножию. В современной геологической структуре Кубы данная суперзона надвинута к северу на зону Ремедиос. На суперзону, в свою очередь, тектонически налегает сложный комплекс блоков пород всех трёх упомянутых групп. Среди них наиболее просто устанавливаются соотношения между структурно-формационными комплексами (и, соответственно, между структурно-формационными зонами) послеюрских вулканогенных и осадочных пород. В них выделяются надсубдукционный суперблок и блок субдуцированных пород, а затем поднятых в конце мелового периода и ставших доступными для изучения.

Из приведённого в разделе 10.1 описания следует, что надсубдукционный тектонический суперблок включал серию структурно-формационных зон: 1) Баийя-Онда, сложенную квазиокеаническим комплексом; 2) Санта-Клара, расположенную к югу от первой и сложенную комплексом, соответствующим северному склону активной окраины; 3) Камагуэй-Лас-Тунас, сложенную комплексом орогенной зоны активной окраины. Решение о том, соответствовала ли орогенная зона континентальной (южноамериканской) окраине или одинарной островной дуге, зависит от того, какой режим – континентальный или морской – был на территории современного Карибского моря. По данным бурения «Гломар Челенджер», в Колумбийской и Венесуэльской котловинах Карибского моря обнаружены базальты, перекрытые глубоководными осадками сенона [264]. То есть Палеокуба была отделена от Южной Америки водными бассейнами. В отличие от этих котловин Юкатанская возникла, по заключению В. Е. Хаина, в позднем эоцене. Таким образом, отнесение зоны Камагуэй-Лас-Тунас к островной дуге на меловое время истории её существования правомерно. Однако факт примыкания этой зоны на юге к Никарагуанскому поднятию, вдающемуся в виде континентального клина на территорию между северным Кубинским квазиокеаническим бассейном (зонами Ремедиос, Камахуани-Пласетас-Лос-Органос, Баийя-Онда, Санта-Клара) и Колумбийской котловиной, позволяет рассматривать зону Камагуэй-Лас-Тунас в качестве переходной по простиранию от островной дуги на востоке к окраинно-континентальному вулканическому поясу на западе. То есть ситуация в природе обычная, как переход от Курильской островной дуги к Камчатке или дуг юго-восточного обрамления Тирренского моря к Аппенинам.

Непосредственно к юго-востоку от зоны Камагуэй-Лас-Тунас в современной геологической структуре Кубы расположены поднятые из глубины динамометаморфизованные породы комплекса Сьерра-Пу-

рьяль, представлявшие субдукционную часть *S*-образной зоны субдукции-обдукции. Субдуцированные комплексы по первичной природе сопоставимы с надсубдукционным комплексом Баийя-Онда.

Подъём субдуцированных пород из глубины начался, судя по всему, в туроне, в ранние фазы орогенеза в зоне Камагуэй-Лас-Тунас. Эрозионной поверхности эти породы достигли в кампане. Эрозия осуществилась двумя способами. Сначала надсубдукционная (обдукционная) часть *S*-образной зоны сползла в северном направлении по поверхности серпентинизированных гипербазитов. То есть механизм развития был похож на срыв тектонического покрова пеннинского типа с элементами гельветского.

Скученные в результате сползания блоки пород фиксируются сейчас в провинции Ольгин, геологическая структура которой представляет собой тектонический меланж трёх составляющих: гипербазитов; толеитовых базальтов с медноколчеданными проявлениями, подобных составу комплекса Баийя-Онда; порфиритов, аналогичных таковым в зоне Камугуэй-Лас-Тунас.

Характерной чертой блоков гипербазитов является наличие в них гранитоидов с золотым оруденением. Гранитоиды ранее внедрились в гипербазиты и изменили их, а в настоящее время имеют сорванные контакты. То есть блоки первоначально принадлежали к приосевой части островной дуги (к зоне Камагуэй-Лас-Тунас), находящейся в надсубдукционной позиции. Сползание надсубдукционной блок-пластины обнажило верхнюю часть синклиналеобразной зоны субдукции (перевёрнутой лежачей складки), представленной гипербазитами и облекающими их метаморфическими породами свит Ля-Кореа, Гуира-де-Хауко. Все эти образования далее подверглись размыву с накоплением продуктов разрушения в молассоидах кампан-маастрихтской свиты Микара.

Амплитуда подъёма ранее субдуцированных пород была весьма значительной, позволившей денудировать всю надсубдукционную часть *S*-образной зоны субдукции-обдукции. Это согласуется с тем, что под комплексом Сьерра-Пурьяль наиболее высоко поднята граница Мохоровичича, глубина залегания которой составляет всего 14 км (см. рис. 10.4). Примечательны ещё два факта. Первый – отсутствие вулканитов, соответствующих андезитовой формации позднего мела, на территории, где развит комплекс Сьерра-Пурьяль. Второй – резкое возрастание мощности земной коры (20 км и более) там, куда сполз надсубдукционный блок. Эти факты позволяют понять тектонику западной части Кубы, которая без учёта сказанного может быть проинтерпретирована по-разному.

Прежде всего следует обратить внимание на то, что остров Хувентуд попадает в зону больших градиентов гипсометрии поверхности Мохоровичича, причём на значительные глубины (22–24 км). К югу от острова происходит подъём поверхности Мохо, глубина залегания которой под Юкатанской котловиной составляет всего-навсего 12 км. К югу от о. Хувентуд, кроме того, резко возрастают положительные гравитационные аномалии, достигая 260 мгал [315]. Учитывая положение зоны Сьерра-Пурьяль и Юкатанской котловины к северу от орогенной зоны Сьерра-Маэстра – хребет Кайман, можно полагать, что первые две территории расположены на одной оси валообразного мантийного поднятия с соответствующими более поднятыми ячеями. Остров Хувентуд попадает на северный склон западного ячеистого мантийного поднятия, как и провинция Ольгин на северный склон восточного мантийного поднятия.

Второе, на что нужно обратить внимание, это присутствие на севере о. Хувентуд пород андезитовой формации коньяка–сантона (свита Сабана-Гранде), которые залегают на размытой поверхности юрских свит Каньяда и Агуа-Санта. Казалось бы, что глубина предконьякской эрозии, достигшая юрских толщ на о. Хувентуд, больше по сравнению с глубинной эрозией на востоке Кубы, где сохранились меловые породы комплекса Сьерра-Пурьяль. Однако не следует забывать, что на востоке Кубы вскрыты ранее субдуцированные породы, часть

которых находится в опрокинутом залегании, и вверху развиты наиболее древние породы, например свита Ля-Кореа. На острове же Хувентуд залегание пород в целом нормальное. То есть в районе распространения комплекса Сьерра-Пурьяль глубина эрозии больше, чем на о. Хувентуд.

И, наконец, третье. Зона Камагуэй-Лас-Тунас характеризуется относительно высокими положительными магнитными аномалиями. Цепочка таких аномалий прослеживается в широтном направлении непосредственно севернее о. Хувентуд вдоль залива Батабано. Очевидно, что аномалии трассируют вулканиты зоны Камагуэй-Лас-Тунас на запад, вплоть до юго-восточной границы провинции Пинар-дель-Рио. Кроме того, на о. Хувентуд проявлены позднемеловые гранитоиды и золотое оруденение, весьма характерные для зоны Камагуэй-Лас-Тунас.

Всё вместе взятое, с учётом описанной в разделе 10.1 складчатой структуры зоны Баийя-Онда, приводит к выводу о том, что о. Хувентуд и территория, расположенная к северу от него, относятся к надсубдукционному блоку. Остров Хувентуд является наиболее поднятой южной частью зоны Камагуэй-Лас-Тунас, претерпевшей орогенез в позднем мелу. То есть комплекс юрских терригенных пород, накопившихся в рифтогенный этап развития территории, находился во время позднемелового орогенеза под вулканогенным островодужным комплексом Камагуэй-Лас-Тунас.

Аналогично можно заключить, что расположенные севернее рифтогенные формации, отвечающие юрским свитам Сан-Каэтано, Кастельяно, Эсперанса, залегали под вулканитами зоны Санта-Клара. В провинции Пинар-дель-Рио вулканиты этой зоны почти не сохранились, будучи эродированными в палеогене. Залегание терригенных пород рифтогенного комплекса под островодужными вулканитами, по крайней мере, в позднем мелу, если не ранее, подтверждается постоянным присутствием такой ассоциации в разных частях Кубы. Например, на юге Центральной части Кубы под комплексом Санта-Клара (свиты Суррапандийя, Лос-Пасос, Матагуа) развита свита Ля-Чиспа, аналогичная свите Эсперанса. На востоке Кубы под комплексом Сьерра-Пурьяль расположена свита Сьерра-Верде, также аналогичная свите Ля-Чиспа. Однако по границе отмеченных комплексов пород присутствуют метаморфические толщи, относимые к самостоятельным свитам: Мабухина, Яоябо (на юге Центральной Кубы), Ля-Кореа, Гуира-де-Хауко (на востоке Кубы). Контакты всех отмеченных свит с юрскими терригенными и меловыми вулканогенными породами тектонические.

По данным М. Л. Сомина, Г. Мильяна [229, 319] и др., для пород указанных выше свит характерны высокотемпературные условия метаморфизма, возраст которого варьирует от 92 до 70 млн лет, что соответствует времени от турона до конца кампана. То есть существует временна́я связь метаморфизма с субдуцированием пород и последующим воздыманием их в антиформах. Вместе с тем высокие температуры метаморфизма могут говорить о близости этих пород к формирующимся магматическим очагам.

Описанная пространственная совмещённость юрских терригенных и карбонатных пород, накопившихся в рифтогенный этап, меловых вулканогенных пород, относящихся к квазиокеану и островной дуге, обусловила то, что отмеченные породы совместно в едином суперблоке сползали к северу с мантийного поднятия. Сползание происходило чешуями по нескольким поверхностям. Однако главными из них были пластина серпентинизированных гипербазитов и глинистые породы свит Сан-Каэтано, Каньяда. Об этом свидетельствует и то, что на западе Кубы породы континентального склона и его подножия (группа Лос-Органос) перекрыты эоценовой олистостромой, а последняя – отдельными телами брекчированных серпентинитов, подстилающих свиту Каэтано юрского возраста. Появление брекчированных тел серпентинитов под свитой Сан-Каэтано представляется естественным, так как фронт сползающего аллохтона был обра-

щён к северу и, как следует из описанного в разделе 10.1 разреза, представлял собой лежачую антиклиналь (покров пеннинского типа или верхнюю часть *S*-образной зоны субдукции-обдукции). В этой складке пластина гипербазитов сдвоена. При шарьировании складки к северу от нижнего её крыла отрывались гипербазиты и растаскивались, брекчируясь в основании шарьяжа. Поскольку шарьирование (сползание) началось не по верхней, а по ниже расположенной опрокинутой пластине гипербазитов, в южной части шарьяжа сохранились нормально залегающие подгипербазитовые свиты Эсперанса, Кастельяно, Сан-Каэтано в провинции Пинар-дель-Рио и одновозрастные с ними свиты Каньяда и Агуа-Санта на о. Хувентуд.

На севере Центральной Кубы поверхность сползания соприкасается с верхней пластиной серпентинизированных гипербазитов. Однако на юге в куполах Тринидад и Санкти-Спиритус имеются фрагментарные серпентинитовые массивы, как в основании разреза вулканогенных пород, так и в основании пород рифтогенного комплекса, тектонически налегающего на комплекс, сопоставимый с комплексом Камахуани-Пласетас-Лос-Органос. То есть здесь ситуация похожа на ситуацию Пинар-дель-Рио. Некоторое отличие состоит в том, что полного разреза, характерного для свиты Сан-Каэтано, здесь нет (нет стратиграфического уровня, вмещающего колчеданно-полиметаллические месторождения типа Санта-Лусия и кварцево-халькопиритовые типа Матаамбре). Присутствует свита Лома-Глория, сопоставимая со свитой Арройо-Кангре провинции Пинар-дель-Рио, т. е. разрез, характерный для перехода от свиты Сан-Каэтано к свите Эсперанса.

Эта особенность срезания нижней части разреза в сползшем блоке усугубляется на востоке Кубы. Так, в провинции Ольгин в строении сползшего суперблока участвуют меловые вулканогенные породы, а толщи, аналогичные свите Эсперанса, фиксируются только в нижнем (параавтохтонном по отношению к оползню) блоке (свита Гуира-де-Хауко). Описанная особенность строения сползшего суперблока, очевидно, связана с тем, что первоначальное простирание структурно-формационных зон Кубы и расположенного южнее мантийного вала не было параллельным и сближалось на востоке.

Оползневые поверхности обычно имеют меньший наклон на фронте оползней по сравнению с тылом. Известно, что в непосредственной близости к поднятию оползневая поверхность срезает только верхние стратиграфические уровни, а на удалении захватывает и более низкие уровни до определённого предела, после чего вновь приближается к верхним уровням. Такая особенность свойственна листрическим разломам. Вероятно, по этой причине в западной части Кубы в сползающий суперблок попали толщи более низких стратиграфических уровней. Сползший тектонический суперблок, оторвавшись от магматических корней, в конце мела и в палеогене стал представлять собой внешнюю невулканическую островную дугу.

Над мантийным валом, обусловившим подъём литосферы и сползание описанного суперблока, начиная с середины палеоцена стал развиваться междуговой бассейн, в котором накапливалась туфогенно-известняково-терригенная формация, а затем со второй половины среднего эоцена – известняковая формация, которая в позднем эоцене сменилась карбонатной, а далее морской угленосной сероцветной молассой. На западном продолжении междугового бассейна начала формироваться Юкатанская глубоководная котловина.

Южнее междугового бассейна в среднем палеоцене–среднем эоцене образовалась вулканическая островная дуга (супервулканическая зона Сьерра-Маэстра). Западным её продолжением является современный подводный хребет Кайман. В современной геологической структуре Кубы палеогеновая островная дуга представлена не полностью. Сохранились лишь северный её склон и северная часть приосевой зоны, где сочетаются колчеданоносная, базальт-риолит-андезит-дацитовая формация и гранитоидные интрузивы с молибден-медно-порфировым

оруденением. Приосевая часть, подобно приосевой части меловой дуги (зоны Камагуэй-Лас-Тунас), характеризуется положительными магнитными аномалиями. Южная часть островной дуги и источники этих аномалий срезаны разломами, принадлежащими к глубоководному рву Кайман. Под этим рвом граница Мохо находится на глубинах 12–18 км, т. е. относительно поднята.

К югу от рва расположены острова Ямайка, Гаити, Пуэрто-Рико с формациями, характерными как для зоны Камагуэй-Лас-Тунас, так и для юга суперзоны Сьерра-Маэстра. Кроме того, присутствуют метаморфические толщи, возраст метаморфизма которых соответствуют концу мела [228]. Так, на Ямайке отмечается вулканогенно-осадочный комплекс пород, в котором породы, залегающие не менее 800 м выше его основания, датированы валанжином. К востоку от острова Пуэрто-Рико на Виргинских островах возраст нижней мощной толщи кератофиров определён по стратиграфическому положению как доальбский, а по калий-аргоновому методу составляет не менее 110 млн лет. На островах Ямайка, Гаити, Пуэрто-Рико присутствуют позднемеловые и эоценовые гранитоиды, которым сопутствуют медно-порфировые месторождения соответствующего возраста [228, 276]. Наконец, М. Л. Сомин отмечает, что на о. Гаити севернее фемических комплексов Центральной Кордильеры развиты метаморфические породы свит Дуарте и Маймон, сходные с породами юга Центральной Кубы. Упомянутые свиты вместе с офиолитами надвинуты к северу на неметаморфизованные отложения позднего мела.

Всё отмеченное позволяет считать, что геологическая структура северной части Карибской провинции в значительной мере определяется крупным Подкарибским мантийным ячеистым поднятием II порядка и отходящими от него линейными поднятиями (валами) III порядка. Ячеистое мантийное поднятие обусловило поднятие Центральнокарибского суперблока с континентальной земной корой, в который входили ныне разобщённые Никарагуанское поднятие, его восточные продолжения – острова Ямайка, Гаити, Пуэрто-Рико, расположенные к северу кубинские зоны Сьерра-Маэстра, хребет Кайман, далее зоны Камагуэй-Лас-Тунас, Санта-Клара.

Поднятие мантийного вала III порядка, находящегося под Юкатанской котловиной и зоной Сьерра-Пурьяль, в позднемеловое время отчленило блок земной коры, в который вошла зона Камагуэй-Лас-Тунас и более северные зоны. Последние наползли на континентальный склон (суперзону Камахуани-Пласетас-Лос-Органос) и шельф (суперзону Ремедиос). В кайнозое произошло поднятие другого мантийного вала III порядка, расположенного подо рвом Кайман. Образование этого мантийного поднятия могло быть связано с транстенсией при левых сдвиговых перемещениях по механизму pull-apart. Этот вал отчленил от Центральнокарибского суперблока зону Сьерра-Маэстра и хребет Кайман, которые совместно с территорией мезозойских структурно-формационных зон Кубы отодвинулись к северу от суперблока.

Таким образом, громадная амплитуда горизонтального перемещения Кубы к северу, а именно надвигание квазиокеанических и островодужных комплексов на расположенный с севера континентальный склон – суперзону Камахуани-Пласетас-Лос-Органос и всех вместе взятых на шельф (суперзону Ремедиос) является результатом позднемеловых и палеогеновых движений. Общая амплитуда отодвигания зоны Камагуэй-Лас-Тунас от её возможной первоначальной позиции (с учётом амплитуды раздвижения морского дна подо рвом Кайман и Юкатанской котловиной) около 0,4 тыс. км. Что включает эта амплитуда? Можно условно принять величину раздвижения над мантийным валом Кайман равной расстоянию между двумя зонами наибольших градиентов глубин рва Кайман, прилегающими, с одной стороны, к зоне Сьерра-Маэстра и хребту Кайман, а с другой – к островам Ямайка, Суом (к северо-востоку от Никарагуа). Эта величи-

на составляет около 100 км. Оставшиеся 0,3 тыс. км из 0,4 тыс. км приходятся на раздвижение над мантийным валом, определяющим Юкатанскую котловину, и сползание с этого вала, фиксированное надвиганием мезозойских эвгеосинклинальных комплексов на расположенные с севера миогеосинклинальные. Величину раздвижения над упомянутым мантийным валом можно условно принять равной ширине междугового прогиба или его части, т. е. ширине зоны Норте-де-Гуантанамо – не более 70–80 км. Иначе говоря, на амплитуду сползания (или надвигания) остаётся порядка 220–230 км.

Примерно такая же величина определяется и другим путём (см. рис. 10.1). Формации, соответствующие подзоне Лос-Органос, выходят в антиформах юга Центральной Кубы (купола Тринидад и Санкти-Спиритус). Они охватывают полосу шириной 30 км к югу от зоны Санта-Клара. Ширина последней 90–95 км. Если ширина зоны Баийя-Онда была того же порядка (около 100 км), то в сумме всё составит около 225 км. Из этой величины субдуцированная часть зоны Баийя-Онда, сдвоенная в синклинальную складку, составляет около 80 км. То есть амплитуда складки около 40 км. Первоначальный наклон осевой поверхности складки не известен. Так как наблюдаются более поздние задирания вверх замка складки, вплоть до превращения её в лежачую, перевёрнутую, как в комплексе Сьерра-Пурьяль, то можно предположить, что первичный наклон осевой поверхности синклинали не превышал 45°, скорее всего, был и того меньше. При наклоне осевой поверхности к горизонту 45 и 30° и амплитуде складки 40 км замок будет погружён на глубину соответственно 29 и 20 км. Этим глубинам соответствует литостатическое давление около 8,3 и 5,7 кбар. Согласно P-T диаграммам, составленным А. А. Маракушевым [156], таким давлениям отвечают минеральные фации хлорит-мусковитовых, двуслюдяных сланцев для метапелитов, гранат-эпидотовых амфиболитов и амфибол-цоизитовых эклогитов для базитов, т. е. тех пород, которые М. Л. Сомин и Г. Мильян [229] отмечают среди метаморфических толщ Кубы, а по нашим данным, – пород, находившихся недалеко от замка субдуцированной синклинали под гипербазитами или рядом с ними. По мере продвижения к менее погружённым частям складки должна наблюдаться смена упомянутых фаций метаморфизма на фации эпидотовых амфиболитов и зелёных сланцев, что имеет место в свитах Сьерра-Пурьяль и Санто-Доминго.

Что касается амплитуды надвигания зоны Камахуани на суперзону Ремедиос, то она не определена. Даже оценка её величины невозможна без установления направления простирания границы отмеченных зон.

Завершая характеристику позиции структурно-формационных комплексов в современной геологической структуре Кубы, необходимо указать на образование постколлизионных антиформ. К ним относятся Пинарская антиформа северо-восточного простирания, купола Тринидад, Санкти-Спиритус на юге Центральной Кубы. Время развития Пинарской антиформы определяется как олигоцен-раннемиоценовое на основании того, что на юго-западном продолжении оси антиформы миоценовые отложения залегают на размытой поверхности юрских пород, а на юго-восточном крыле складки, к юго-востоку от Главного Пинарского разлома, под миоценовыми осадками залегает мощная толща эоцен-олигоценовых терригенных пород. Поднятие ядра антиформы обусловило сползание крупных параавтохтонных блоков группы Лос-Органос на размытые аллохтонные породы юрских свит Сан-Каэтано и Кастельяно. То есть формировались неоаллохтонные блоки, наличие которых вызывало у отдельных исследователей сомнение в истинности аллохтонного налегания свиты Сан-Каэтано на группу Лос-Органос.

Развитие антиформ привело к тому, что простирание и морфология структурно-формационных и металлогенических зон стали отличными от первичных. В провинции Пинар-дель-Рио они превратились

в линейные северо-восточные, а в куполах Тринидад и Санкти-Спиритус приобрели кольцевой характер.

10.3. МИНЕРАГЕНИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ КУБЫ

Металлогеническая (минерагеническая) зональность Кубы определяется закономерностями пространственного распределения рудоносных геологических формаций в их вертикальных, временны́х и латеральных рядах, т. е. в структурно-формационных комплексах, а также последующими тектоническими преобразованиями и уровнем современного эрозионного среза. Термин «рудоносная формация» означает геологическую формацию, которая является не только рудовмещающей, но и накапливающейся в интервал времени, захватывающий время рудонакопления. Под рудоносным комплексом понимается сочетание геологических формаций, с которыми оруденение имеет генетическую или парагенетическую (т. е. закономерную пространственно-временну́ю) связь. В главе используются Карта полезных ископаемых Кубы [313] и монография [214].

10.3.1. Минерагеническая зональность плутонических и вулкано-плутонических рудоносных комплексов

Габбро-гипербазитовый комплекс. С габбро-гипербазитовым комплексом ассоциирует наиболее древнее хромитовое оруденение. Хромитовая рудная формация включает две субформации: хромит-алюмохромитовую (металлургических хромитов) и хромпикотитовую (огнеупорных хромитов). Месторождения первой субформации имеют магматический сегрегационный генезис, образуют залежи, согласные с прототектонической расслоенностью пород. Месторождения хромпикотитовой формации относятся к сегрегационным и гистеромагматическим, образуют линзы, согласные с прототектонической расслоенностью пород, и секущие жилы [214]. Хромит-алюмохромитовая рудная субформация связана с нижними частями дунит-перидотитового субкомплекса, а хромпикотитовая – с перидотит-троктолитовым субкомплексом. В зависимости от геологической позиции, структуры гипербазитовых массивов и уровня их современного эрозионного среза в металлогенических зонах проявляется та или иная рудная субформация. Так, на крайнем востоке Кубы в массиве Моа-Баракоа залегают преимущественно хромпикотитовые месторождения. Поскольку массив слагают средняя и верхняя части габбро-гипербазитового комплекса (габбро, троктолиты, перидотиты), а сам массив находится в перевёрнутом вверх дном положении, т. е. его нижняя собственно дунит-гарцбургитовая часть в значительной степени эродирована, ожидать обнаружение низкоглинозёмистых хромитовых залежей в современной глубине массива не приходится. Другая картина характерна для массива Пинарес-де-Майяри, расположенного западнее охарактеризованного. Современные выходы массива относятся к нижней части габбро-гипербазитового комплекса с широким развитием дунитов и гарцбургитов. Месторождения здесь преимущественно высокохромистые (хромит-алюмохромитовые). Этот массив также перевёрнут вверх дном, что позволяет ожидать в нём с глубиной появление низкохромистых (хромпикотитовых) месторождений, а ещё глубже на крайнем юге возможно наличие золотых рудопроявлений.

Район гипербазитовых массивов провинции Ольгин представляет собой тектонический меланж. В меланже участвуют как члены средней части габбро-гипербазитового комплекса, вмещающие хромпикотитовые рудопроявления, так и верхние части, прорванные позднемеловыми интрузиями диоритов и кварцевых диоритов. Вблизи последних локализуются месторождения золото-известково-силикатной рудной формации (Рейина-Виктория, Нуэво-Потоси, Агрупада) и ряд рудопроявлений.

Следующий к западу крупный массив гипербазитов расположен к северу от горо-

да Камагуэй. Он отличается обилием хромпикотитовых рудопроявлений. Помимо характерного типа рудопроявлений, средний уровень эрозионного среза массива фиксируется по обилию среди него мелких массивов габброидов и, несмотря на наличие складчатой структуры, по отсутствию вулканитов офиолитовой ассоциации. Снизу массив срезан Главным Кубинским разломом.

В гипербазитовых массивах севера Центральной Кубы (к северу и востоку от города Санта-Клара) современным эрозионным срезом вскрыты верхние части габбро-гипербазитового комплекса. Это фиксируется по постоянному присутствию в синклинальных структурах верхней (вулканогенной) части офиолитовой ассоциации (свита Суррапандия), а также по наличию массивов габбро, диоритов, кварцевых диоритов и плагиогранитов, не характерных для нижних частей габбро-гипербазитового комплекса. Для этого района не отмечается хромитовых рудопроявлений, но характерны месторождения (Дескансо, Мелонера) и рудопроявления золото-известково-силикатной формации, сопряжённой с гранитоидами, прорывающими гипербазиты. Нижняя часть габбро-гипербазитового комплекса в рассматриваемом районе срезана Главным Кубинским разломом.

На севере Западной Кубы габбро-гипербазитовой комплекс приобретает крутое падение, вплоть до опрокинутого залегания вблизи замка обдукционной части *S*-образной зоны субдукции-обдукции, проще говоря, во фронте шарьяжа. Из-за крутого падения ширина выходов гипербазитовых массивов Западной Кубы значительно меньше, чем на остальной части острова. Но из-за такого залегания в современный эрозионный срез попадают разные уровни расслоенного габбро-гипербазитового комплекса, и в соответствии с этим хромитовые рудопроявления относятся к обоим отмеченным типам. Так как габбро-гипербазитовые комплексы Западной Кубы относятся к структурно-формационной зоне Баийя-Онда, самой северной и наиболее удалённой от оси островной дуги в сторону квазиокеана, где слабо проявлен гранитоидный магматизм, то для этой площади не характерны рудопроявления золото-известково-силикатной формации.

Габбро-гранитоидные комплексы. Среди габбро-гранитоидных комплексов выделяются два, относящихся к позднемеловому и предпозднеэоценовому времени. О рудоносности части позднемелового комплекса говорилось выше в связи с залеганием меловых гранитоидных интрузивов в гипербазитовых массивах и наличием в них золоторудных месторождений золото-известково-силикатной формации. В дополнение к сказанному необходимо лишь добавить, что отмеченные гранитоидные золотоносные интрузивы приурочены главным образом к тем гипербазитовым массивам (пластинам), которые относятся к обдукционной части зоны субдукции-обдукции.

Габбро-гранитоидные комплексы развиты преимущественно в зоне Камагуэй-Лас-Тунас, на юге зоны Санта-Клара и на юге суперзоны Сьерра-Маэстра. Габброиды в этих комплексах имеют резко подчинённое значение, располагаясь в нижних частях гранитоидных интрузивов.

С гранитоидами связаны медно-порфировые и молибден-медно-порфировые рудопроявления: позднемеловые в зоне Камагуэй-Лас-Тунас (Аримао, Гуаймаро, Пало-Секо) и среднеэоценовые на юге суперзоны Сьерра-Маэстра (Эль-Кабон). При этом молибден-медно-порфировые (Пало-Секо, Эль-Кабон) залегают непосредственно в гранитоидах, а медно-порфировые захватывают и вмещающие интрузив коньяк-сантонские вулканиты.

К югу от западного фланга структурно-формационной зоны Камагуэй-Лас-Тунас, а именно на о. Хувентуд, с позднемеловыми гранитоидами сопряжено турмалин-кварц-вольфрамитовое месторождение Лела. Территория острова во время позднемелового орогенеза была наиболее поднята, размыв достиг юрских толщ, на которые затем несогласно легли коньяк-сантонские вулканиты. Месторождение Лела локализовано в графит-слюдистых, серицит-кварцевых, мусковит-плагиоклаз-кварцевых сланцах и кварцитах. Оно представлено турмалин-кварц-ферберитовыми жилами

и минерализованными брекчиями. На месторождении широко развиты дайки гранит-порфиров с крупными вкрапленниками ортоклаза, кварца и биотита [214]. Абсолютный возраст мусковита из грейзенов, расположенных в зальбандах кварцевых жил на о. Хувентуд, составляет 73–78 млн лет [145], что соответствует кампану.

Таким образом, предкампанское поднятие фиксируется не только стратиграфическим несогласием, но и отразилось на приповерхностном облике калиевых гранитоидов. Всё это указывает на наибольшую близость земной коры юга Палеокубы к континентальному (островодужному) типу по сравнению с территорией, находящейся севернее.

Позднемеловой гранитоидный магматизм на о. Хувентуд, вероятно, влиял на формирование золотого оруденения месторождения Делита, так как изотопный возраст содержащихся в нём слюд равен 65 млн лет. В целом же оруденение месторождения, судя по ряду фактов, полихронно, и повышение концентраций золота могло быть многоступенчатым. По данным Ю. Г. Кокорина, полученным при разведке, и других исследователей [214], месторождение Делита в целом представлено окварцованной тектонической зоной (азимут простирания 45–50°, падение 80–85° на северо-запад), рассекающей юрскую терригенно-сланцевую толщу, которая имеет падение на северо-запад под углами 10–30°. При этом в тектонической зоне с северо-запада и юго-востока выделяются две крупные узкие жильные зоны практически сплошного кварца, имеющие крутое падение и глубину распространения более 100 м. Между этими зонами, с тем же простиранием, но более пологим падением, прослеживается третья золотоносная зона. В ней отмечаются золотоносные жилы, цементирующие брекчию вмещающих пород, мощностью до 0,5 м. Однако около 90 % золотоносных жил в третьей зоне характеризуются другими морфологией и залеганием. По нашим наблюдениям, в шахтном горизонте эти жилы согласны с напластованием пород, чаще всего линзовидной формы, мощностью 5–10 см, длиной 20–40 см, протягиваются вдоль напластования, подобно звеньям цепочки. Цепочки имеют метаморфогенную природу: кварцевые линзы характеризуют области нагнетания кремнезёма, а промежутки между ними – области его выжимания и нагнетания сланцев. Об этом же свидетельствует другой комплекс мелких жил, пересекающих напластование, состоящий из двух систем трещин скалывания и одной системы трещин отрыва, заполненных кварцем. Короткие извилистые прожилки в трещинах отрыва практически перпендикулярны сланцеватости и напластованию, а трещины скалывания составляют с трещинами отрыва углы, равные 20–25°. Реконструкция поля напряжений, в котором образовались трещины, показывает, что ось наибольших сжимающих главных нормальных напряжений была почти перпендикулярна напластованию, что согласуется с отмеченными условиями межслоевого метаморфогенного выжимания кремнезёма. Вместе с тем малый угол скалывания (20–25°) указывает на то, что после образования жил в трещинах практически не происходило интенсивных пластических течений сланцев. То есть жилы завершают процесс динамометаморфизма.

На месторождении Делита существует зависимость облика кварца и его рудоносности от состава вмещающих пород. В слоях наиболее зернистых песчаников кварца значительно больше, он блестящий и более золотоносный по сравнению с кварцевыми жилами в хлоритовых (апопелитовых) сланцах, где кварца в целом значительно меньше, он матовый, не блестящий и безрудный. Этот факт может указывать на различную первичную золотоносность слоёв осадочных пород, что находит логическое объяснение. Юрские песчаники Кубы существенно кварцевые, характеризующие зрелые осадки. Естественно, что транспорт зрелого псаммитового материала при формировании Кубинского рифта мог сопровождаться и транспортом золота с размываемого южного борта рифта. Изменение же условий осадконакопления с привносом только пелитового материала могло

быть менее благоприятным для транспорта золота, если оно переносилось механическим путём, а не в растворённых комплексных соединениях. Иначе говоря, по крайней мере, часть золота накапливалась сингенетично с рудовмещающей осадочной формацией. Тем не менее, по данным Ю. Г. Кокорина, на месторождении Делита в рудах на глубине содержится больше вольфрама, чем вверху, а вверх возрастает роль золота, далее серебра и сурьмы. Подобного рода зональность отмечается для других месторождений по отношению к интрузивным массивам. Таким образом, месторождение Делита формировалось длительно, начиная с сингенетичного накопления золота в юрское время, в последующем претерпевало метаморфогенные перераспределения вещества с образованием кварцевых жил в турон-коньякское время под влиянием на этот процесс позднемеловых гранитоидов.

Описанный тип оруденения, важный в практическом отношении, занимает в металлогенической зональности Кубы ограниченное пространство (о. Хувентуд) в связи с малой площадью выходов юрских толщ к югу зоны Камагуэй-Лас-Тунас.

Вулкано-плутонические комплексы. С вулкано-плутоническими комплексами (ВПК) на Кубе связано золотое и скарново-магнетитовое оруденение. Эти комплексы проявились в зоне Камагуэй-Лас-Тунас и южной части супрезоны Сьерра-Маэстра. В зоне они относятся к позднему мелу, т. е. к завершению первого цикла геотектонического развития Кубы, а в супрезоне, по данным Г. Н. Кузовкова, – к сочетанию двух комплексов: представляющему завершение первого цикла (конец мела–палеоцен) и к комплексу второго цикла (эоцен). Наличие в супрезоне Сьерра-Маэстра, как и в зоне Камагуэй-Лас-Тунас, позднемелового орогенного вулкано-плутонического комплекса является ещё одним свидетельством общности названных зон и первоначального их единства, на что указывалось в разделе 10.2.

В зоне Камагуэй-Лас-Тунас с комплексом, включающим позднемеловые интрузивы габбро-плагиогранит-диоритовой формации, трахибазальт-трахиандезитовую формацию альба–турона с широким развитием в ней субвулканических тел трахибазальтовых, базальтовых, андезитовых порфиритов и трахитоидов, связаны в пространстве и во времени месторождения (Флоренсия, группа Хобабо) и рудопроявления кварцево-сульфидно-золоторудной с теллуром формации. Оруденение является полигенным и полихронным. Первые концентрации его связаны с вулканогенно-гидротермальной деятельностью, последующие – с плутоногенно-гидротермальным рудообразованием и регенерацией ранних руд. Месторождения представлены главным образом жильными зонами в вулканитах [214]. Руды содержат пирит, халькопирит, галенит, сфалерит, комковатые включения и плёнки золота, серебра, шеелит, хлорит, эпидот, цеолиты, альбит, кварц, кальцит, актинолит. Ассоциация упомянутых плутонических, вулканических пород и руд образует вулкано-плутонические магматогенно-рудные узлы.

Второй позднемеловой вулкано-плутонический комплекс относится к завершению развития ряда мезозойских вулканических формаций. В него входят верхняя часть андезитовой формации (андезит-дацит-риолитовая субформация – кампанская свита Каобийя) и прорывающие её кварцевые диориты. С этим комплексом ассоциируют рудопроявления магнетит-гематитовой скарновой ассоциации и кварц-золото-сульфидные рудопроявления. В едином рудном узле данная ассоциация полностью пока не установлена. Однако временна́я близость, сходство каждого члена в отдельности с составными частями Ауэрбаховского магматогенно-рудного узла на Урале (см. раздел 7.3.5) позволяют прогнозировать на Кубе подобные рудные узлы. Например, железо-скарновое рудопроявление Магарабомба на севере провинции Камагуэй залегает в экзоконтакте массива кварцевых диоритов. Интрузив пересекает верхнемеловые вулканогенно-осадочные породы средне-кислого состава, включающие линзы рифогенных и детрито-кластических известняков [214]. В экзоконтакте интрузива развиты гранат-пи-

роксеновые скарны, которые пересечены прожилками и жилами магнетита, сопровождаемыми убогой сульфидной минерализацией.

К тем же структурно-формационной подзоне и вулканогенной субформации приурочено золотое рудопроявление Эль-Аура. Оно расположено среди дацитов и риолитов свиты Каобийя, представлено кварц-карбонатными прожилками и зонами брекчий с цементом того же состава, жилообразными телами халцедона. В них присутствуют ковеллин-халькопирит-пиритовые агрегаты массивной и полосчатой текстур, содержащие блеклые руды.

Другой несколько более молодой вулкано-плутонический комплекс расположен на крайнем юге Восточной Кубы. Он включает андезибазальтовые порфириты свиты Винент маастрихтского возраста и палеоцен-эоценовые интрузивы габбро-диорит-плагиогранитной формации (интрузивный комплекс Эль-Норте). С вулкано-плутоническим комплексом ассоциируют скарново-магнетитовые месторождения, железо-медноскарновые рудопроявления. Практически на той же территории залегают интрузивы тоналит-плагиогранитной формации (комплекс Дайкири) среднего эоцена, с которым ассоциируют молибден-медно-порфировые рудопроявления. Г. Н. Кузовков объединяет эти интрузивы с близкими по возрасту андезибазальтами и андезитами (комплекс Баканао) в единый вулкано-плутонический комплекс. Эти же интрузивы были рассмотрены выше в ряду габбро-гранитоидных комплексов.

В супензоне Сьерра-Маэстра проявлен вулкано-плутонический комплекс, сходный с первым комплексом зоны Камагуэй-Лас-Тунас, но в отличие от него, являющийся среднеэоценовым, а не меловым. В комплекс входят гранитоиды габбро-диорит-плагиогранитной формации и тела субвулканических базальтов и андезитов. С ними связаны рудопроявления кварц-барит-медно-золото-серебряных жил, залегающих среди вулканитов.

В завершение следует отметить, что в вулкано-плутонических ассоциациях, по-видимому, сочетаются осадочные и вулканогенно-осадочные концентрации железа, цветных металлов, золота, источником которых не были магмы данного вулкано-плутонического комплекса, но которые подверглись метаморфизму и регенерации интрузивами, принёсшими с собой и собственные магматогенные руды.

10.3.2. Минерагеническая зональность, связанная с вулканическими и вулканогенно-осадочными геологическими формациями

Рудоносность вулканических и вулканогенно-осадочных формаций Кубы определяется семейством колчеданных рудных формаций и марганцевым оруденением. Рудоносность и зональность удобно рассмотреть во временно́й эволюции и в направлении от квазиокеанических к субконтинентальным или островодужным обстановкам.

Наиболее ранними в семействе колчеданных месторождений Кубы являются объекты, локализующиеся в свите Сан-Каэтано (и в её члене Кастельяно). Свита отвечает карбонатно-сланцево-алевролитовой формации, накопившейся в рифтогенный этап развития территории в юрское время. Как и рудоносная формация, месторождения известны только на западе Кубы в провинции Пинар-дель-Рио. Группа этих месторождений объединяется в колчеданно-полиметаллическую формацию в терригенно-сланцевых толщах. В пределах формации по нормали к напластованию вмещающих пород и по латерали месторождения закономерно изменяют состав руд и структурно-текстурные характеристики. На нижних стратиграфических уровнях залегают рудные тела, представляющие собой кварц-пирит-халькопиритовые линейные штокверки и жилы. При секущем залегании жил по отношению к напластованию эти руды сосредоточены в узком стратиграфическом интервале. Они – главные на месторождениях Матаамбре и Мейя.

Стратиграфически выше залегают пласты гидротермально-осадочных галенит-сфалерит-пиритовых (Санта-Лусия), барит-

галенит-сфалерит-пиритовых (Кастельяно) и галенит-баритовых руд. Эти руды не являются непосредственным продолжением по восстанию кварц-пирит-халькопиритовых руд, а отделены от них пластами безрудных осадочных пород. По нормали к напластованию этот отрыв составляет на месторождениях Матаамбре от 100 до 200–300 м, Кастельяно – 40 м, Дора – 80 м, Мейя – 30 м. Лишь на месторождении Ниевес медные руды находятся в непосредственной близости от колчеданно-полиметаллических. Характерно, что нигде не отмечается наложение кварц-халькопиритовых жил на тела сплошных колчеданно-полиметаллических руд гидротермально-осадочного генезиса. Колчеданно-полиметаллические руды по латерали сменяются барит-колчеданно-полиметаллическими, галенит-баритовыми и баритовыми. Медные месторождения характерны для центральных частей рудных узлов, а баритовые – для флангов. То есть возможно, что медные руды отлагались несколько раньше и стратиграфически ниже колчеданно-полиметаллических руд, но могли представлять продукты разных частей единой восходящей гидротермальной рудоносной колонны. Однако возможен и другой, не менее вероятный, вариант.

Отмеченный небольшой пространственно-временно́й отрыв медного оруденения от колчеданно-полиметаллического при многократном повторении этой пары на разных месторождениях может быть связан с эволюционным развитием базальтоидного магматического очага. Сначала рудообразование происходит в связи с собственно базальтоидными магмами, дающими медное оруденение. После некоторого перерыва, фиксированного отложением безрудных осадков, перекрывающих медные руды, отлагались полиметаллические гидротермально-осадочные руды, связанные, очевидно, с коровыми выплавками и более кислыми дифференциатами магматического очага.

Следующий этап развития колчеданообразования проявился одновременно с вулканизмом при накоплении юрско-неокомовой свиты Эсперанса. Месторождения относятся к серноколчеданной (убогомедной с кобальтом) формации. Этот период развития территории, характеризующий завершение рифтогенного этапа и переход к квазиокеаническому, отразился не только в заметной роли базальтовых излияний на фоне терригенного и карбонатного осадконакопления, но и на обогащении колчеданных руд кобальтом – элементом, типичным для базитового магматизма. Как и упомянутые выше юрские колчеданно-полиметаллические месторождения, серноколчеданные убогомедные обнаружены в крыльях антиформ – Пинарской (Унион, Хуан Мануэль) и купола Тринидад (Витория, Карлота, Гуачинанго) на юге Центральной Кубы. В современной геологической структуре другие части металлогенической зоны с аналогичными месторождениями залегают, очевидно, под южной частью зоны Санта-Клара.

Третий крупный этап колчеданообразования проявился в связи с раннемеловым вулканизмом (в барреме) образованием месторождений двух формаций: медноколчеданной и медно-цинково-колчеданной.

Медноколчеданная формация с месторождениями кипрского типа (Хукаро) приурочена к формации толеитовых базальтов (свита Энкрусихада) зоны Баийя-Онда на севере Западной Кубы. Месторождения этой же формации, но претерпевшие региональный метаморфизм (Элексион и ряд рудопроявлений), установлены на востоке Кубы в зоне Сьерра-Пурьяль. Как описано в разделе 10.2, метаморфизм связан с субдуцированием пород восточной части зоны Баийя-Онда в позднемеловое время. Будучи поднятыми в ядре антиформы в раннекампанское время, эти месторождения оказались в фундаменте междугового бассейна, т. е. в тылу зоны Камагуэй-Лас-Тунас, которая к этому времени превратилась во внешнюю невулканическую островную дугу.

Медно-цинково-колчеданная формация с месторождениями уральского типа (Индепенденсия, Сан-Фернандо, Антонио, Бока-де-Торо) проявлена в Центральной Кубе, зоне Санта-Клара, представлявшей пере-

ход от Кубинского квазиокеана к северному борту островной дуги. Месторождения приурочены к верхней части риолит-базальтовой формации и её переходу к андезидацитовой. В отдельных случаях на контакте с позднемеловыми гранитоидами колчеданные рудопроявления подверглись метаморфизму с образованием медно-скарновых руд (Исабелита).

Четвёртый этап вулканогенного сульфидного рудообразования проявился в связи с эоценовым вулканизмом в супензоне Сьерра-Маэстра (на северном склоне внутренней островной дуги). Оруденение связано с непрерывной базальт-андезит-риолит-дацитовой формацией. Среди известных рудопроявлений единственное пока промышленное месторождение – Эль-Кобре. Оно представлено кварц-халькопиритовыми жилами и жильными зонами, залегающими среди разнообломочных туфов, лавобрекчий средне-кислого состава, игнимбритовидных пород и туффитов (подсвита Онголосонго-2). В районе месторождения мощность подсвиты резко увеличивается в западном направлении, фиксируя границу кальдеры. Околорудные метасоматиты расширяются снизу вверх в подсвите Онголосонго-2 и резко обрываются на границе с подсвитой Онголосонго-3, в которой присутствуют обломки таких же метасоматитов.

Подсвита Онголосонго-3 представлена туфопесчаниками, туфоконгломератами, тонкообломочными туфами кислого состава, туффитами, линзами известняков. Она перекрыта свитой Яраябо, сложенной лавобречкиями, лавами, туфами пироксен-плагиоклазовых и плагиоклазовых порфиритов, линзами известняков, известковистыми песчаниками, туфами кислого состава. В целом свита Яраябо отвечает фации базальт-андезибазальтовой формации.

По геологической позиции, связи с непрерывной формацией, структурно-морфологическим особенностям месторождение Эль-Кобре может считаться родственным типу Куроко, относясь к подтипу, характеризующему корневые части этих месторождений. В целом же месторождение Эль-Кобре правомерно относить к самостоятельному типу, аналогичному Кафанскому месторождению на Малом Кавказе.

В супензоне Сьерра-Маэстра к непрерывной формации приурочен ряд проявлений прожилково-вкрапленных полиметаллических руд (Инфиерно и др.). Отсутствие тел сплошных колчеданно-полиметаллических руд (типичных для Куроко) может быть связано с тем, что известные рудопроявления расположены близко к оси палеогеновой островной дуги, а севернее такие тела могут присутствовать.

Завершающие фазы палеогенового вулканизма на Кубе и смена его карбонатным осадконакоплением сопровождались формированием марганцевых месторождений кремнисто-псиломелан-пиролюзитовой рудной формации. Месторождения и многочисленные вулканогенно-осадочные рудопроявления размещаются на северном склоне внутренней островной дуги (супензоны Сьерра-Маэстра) и в южном борту междугового бассейна (зона Байамо-Норте-де-Гуантанамо). Отмеченной рудной формацией завершается эндогенная и эндогенно-экзогенная металлогения Кубы.

10.3.3. Общие черты эндогенной минерагенической зональности Кубы

Общие черты эндогенной металлогенической зональности сопряжены с особенностями геологического развития Кубы и сводятся к следующему.

Эндогенные месторождения сосредоточены целиком в эвгеосинклинальной части Кубы, отвечающей территории юрского рифтогена, меловому квазиокеану и его южной активной окраине, палеогеновой островной дуге и междуговому бассейну. Миогеосинклинальная часть Кубы, соответствующая континентальному склону и шельфу северной пассивной окраины квазиокеана, лишена мезозойских и кайнозойских эндогенных рудных месторождений.

Зональность осадконакопления и оруденения проявилась уже на рифтогенной

стадии развития территории. Так, в юрское время на северной окраине рифтогена накапливались сначала эвапориты, а затем карбонатные осадки без проявлений эндогенной минерализации. В центральной (?) части рифтогена на фоне терригенного накопления происходили локальные подъёмы в связи с развитием на глубине магматических очагов. Подъёмы фиксируются сменой терригенных фаций на пелитовые (коллоидные) углеродсодержащие при одновременном накоплении карбонатов (выше критического уровня карбонатонакопления). С этими же локальными воздыманиями связано накопление медных и колчеданно-полиметаллических руд в мелких депрессиях, осложняющих поднятия. К югу от оси рифтогена происходило терригенное осадконакопление с рассеянной концентрацией золота в осадках.

Последующее развитие рифтогена сопряжено с дальнейшим подъёмом мантийного вала. Подъём отразился в появлении излияний базальтов и увеличении роли карбонатных фаций (свита Эсперанса), а также на составе колчеданных месторождений. Если в предшествующий этап развивались сначала медные, а затем колчеданно-полиметаллические руды, связанные с неистощёнными базальтоидными очагами и коровыми выплавками над ними, то при накоплении свиты Эсперанса шло образование серноколчеданных, истощённых медью, цинком, свинцом руд, но обогащённых кобальтом. Эти месторождения присутствуют в крыльях антиформ Пинар-дель-Рио и купола Тринидад. Дальнейший подъём мантийного вала привёл к спредингу, смещению к югу колчеданоносных рифтогенных толщ и формированию квазиокеана на месте центра рифтогена, преобразованию земной коры в океанический тип.

С гипербазитовым слоем океанической коры сопряжены месторождения хромитов, возраст которых мог быть очень древним, соответствующим магматической дифференциации гипербазитов. В существенно дунит-гарцбургитовой части гипербазитов сосредоточились высокохромистые (хромит-алюмохромитовые) руды, а в дунит-пироксенит-троктолитовой – низкохромистые (хромпикотитовые). В более поздней истории развития Кубы хромитоносные гипербазиты попадали в разные тектонические ситуации, и современной эрозией вскрыты разные их уровни (см. раздел 10.3.1), что и обусловило современные особенности размещения хромитового оруденения. Гипербазитовые пластины имеют в настоящее время как нормальное, так и опрокинутое залегание и расположены преимущественно у северной границы эвгеосинклинальных комплексов. С развитием нижнемеловых толеитовых базальтов океанической коры сопряжено образование медноколчеданных месторождений кипрского типа (Хукаро). В то же время вдоль южной окраины квазиокеана, у подножия северного склона будущей островной дуги (зона Санта-Клара), накапливались риолит-базальтовая и андезидацитовая формации одновременно с образованием медно-цинково-колчеданных месторождений уральского типа (Антонио и др.).

В зоне Камагуэй-Лас-Тунас, соответствующей меловой островной дуге, в связи с габбро-гранитоидным магматизмом и вулкано-плутоническими комплексами локализовались молибден-медно-порфировые, медно-порфировые рудопроявления, кварцево-сульфидно-золоторудные (с теллуром) месторождения и рудопроявления. Они сформировались в период развития, охвативший турон, коньяк, сантон, когда происходили субдукция квазиокеанических комплексов (типа Баийя-Онда) и обдукция островодужных комплексов. В поздние фазы мелового орогенеза (кампан, маастрихт), соответствующие развитию андезитовой (базальт-риолит-дацит-андезитовой) формации, образовались железо-скарновые месторождения и рудопроявления на севере зоны Камагуэй-Лас-Тунас, по всей вероятности, в позднем мелу, а на юге орогенной зоны (фрагменты фундамента суперзоны Сьерра-Маэстра) в раннем палеогене.

Антиклинальная структура меловой островной дуги и сползание к северу крупнейшего суперблока, захватившего зоны Баийя-Онда, Санта-Клара, Камагуэй-Лас-Тунас, обусловили наличие двух зон со

скарново-магнетитовым оруденением: одна из них на севере зоны Камагуэй-Лас-Тунас, а другая на юге в фундаменте суперзоны Сьерра-Маэстра. На западе Кубы в ядре орогенной зоны оказались золотоносные породы юрского рифтогенного комплекса, в которых в связи с позднемеловыми гранитоидами оформились золоторудное месторождение Делита, заимствуя седиментогенные накопления металлов, и вольфрамовое Лела.

На востоке Кубы в ядре орогенной зоны в кампанский век были подняты (эдуцированы) ранее субдуцированные квазиокеанические комплексы. В результате этого в тылу зоны Камагуэй-Лас-Тунас (занявшей уже более северную аллохтонную позицию) выступили ранее располагавшиеся севернее гипербазиты (массивы Пинарес-де-Майяри и Моа-Баракоа) с хромитовыми месторождениями, а также базальтоиды комплекса Сьерра-Пурьяль с медноколчеданными рудопроявлениями (Элексион), ранее представлявшими восточное продолжение зоны Баийя-Онда.

К югу от орогенной зоны развилась палеогеновая островная дуга (суперзона Сьерра-Маэстра), на северном склоне которой формировались медные и полиметалличес-кие месторождения и рудопроявления, родственные типу Куроко, а в осевой зоне – молибден-медно-порфировые проявления в связи с гранитоидами и золоторудные сереброносные в связи с вулкано-плутонической ассоциацией. С завершением вулканизма островной дуги связана металлогеническая зона с марганцевыми месторождениями, которые сейчас сосредоточены на севере суперзоны Сьерра-Маэстра.

Описанная металлогеническая зональность Кубы асимметрична по отношению к Кубинскому меловому квазиокеану. Она обусловлена взаимодействием, с одной стороны, глубинной структуры линейного мантийного вала, расположенного под квазиокеаном, а с другой – мантийных диапиров (под Юкатанской котловиной и зоной Сьерра-Пурьяль, а также под трогом Кайман), которые представляют структуры систем III размерного порядка, осложняющие Западно-Карибский ячеистый диапир II порядка. Последний захватил территорию Никарагуанского поднятия, его восточного подводного продолжения и обрамления с севера (Юкатанская котловина) и юга (Колумбийская котловина Карибского моря).

Основные закономерности геодинамики, формирования структуры Кубы и развития минерагении, не искажённые теми явлениями, которые происходили на Урале в последние 300 млн лет, позволяют легче понять уральские ситуации, имевшие место в раннем и среднем палеозое.

11 ГЛАВА ГЕОЛОГИЯ, ТЕКТОНИКА И МИНЕРАГЕНИЯ УРАЛА

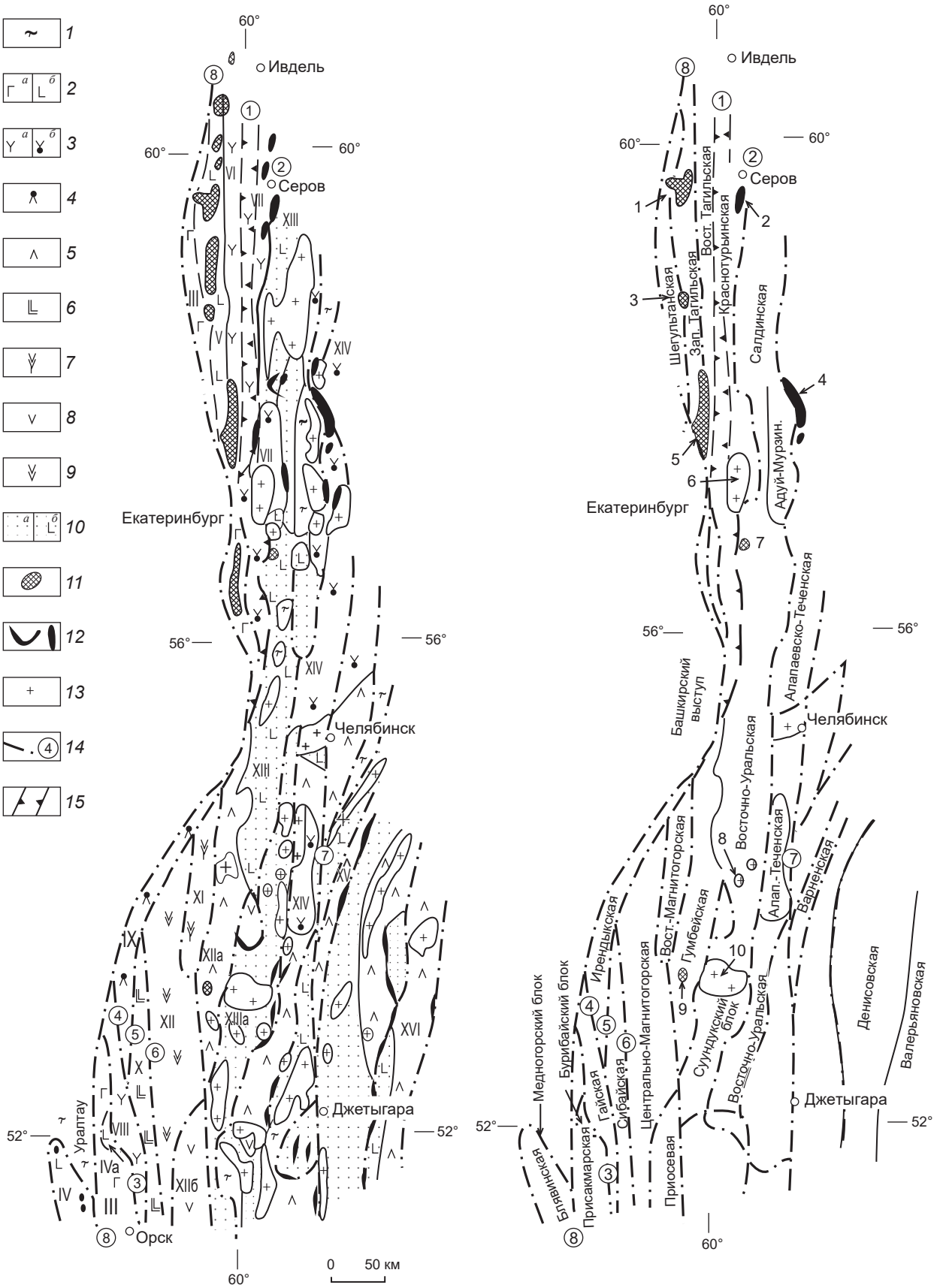
Урал традиционно рассматривается в составе Урало-Монгольского складчатого пояса. Однако его древняя тектоническая позиция трактуется по-разному: с позиций фиксизма [102–104], умеренного фиксизма [163, 164], «разумно-умеренного» мобилизма [244] и «ультрамобилизма» [109]. Сторонники тектоники плит Л. П. Зоненшайн, Н. В. Межеловский, Л. М. Натапов, основываясь на палеомагнитных и с учётом палеоклиматических данных, провели палеотектонические реконструкции на 540 и 400 млн лет (т. е. начало палеозоя и ранний девон). Они считают, что Урал представлял собой океан, расположенный в Южном полушарии, имел ширину 2–2,5 тыс. км, протяжённость около 5 тыс. км при широтной ориентировке. Ширина Уральского океана определяется Л. П. Зоненшайном и его соавторами [109] путём экстраполяции в прошлое скорости спрединга современных океанов, где имеются сходные с Уралом петрохимические типы базальтоидов. Правомерность таких экстраполяций весьма сомнительна.

В настоящее время накопилось много фактов, позволяющих подтвердить и далее развить концепцию «разумно-умеренного» мобилизма, более определённо выделить комплексы пород зоны субдукции и по-новому предоставить её морфологию. Основные положения могут быть продемонстрированы при рассмотрении особенностей геологии палеозойских образований наиболее изученной части восточного склона Урала между 51 и 60° с. ш. (рис. 11.1), т. е. территории Южного, Среднего и Северного Урала, а также менее исследованной территории Полярного Урала. Приполярный Урал менее удобен для рассмотрения проблемы из-за значительно большего перекрытия палеозойских образований толщами мезозоя и кайнозоя. В связи с тем, что тектоника Урала в упомянутых выше работах представляется с позиций различных концепций, применяющих разную номенклатуру терминов, ниже даётся двойственное наименование сути объектов для возможности их сопоставления или корректировки непредвиденных ошибок их актуалистической интерпретации. Кроме того, используются традиционные для Урала территориальные наименования – Тагильский и Магнитогорский «прогибы», но в кавычках, так как сущность их иная, в частности определяемая тектоническими покровами.

11.1. СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННЫЕ КОМПЛЕКСЫ СЕВЕРНОГО – ЮЖНОГО УРАЛА

Территории Южного, Среднего и Северного Урала рассмотрим в первую очередь и вместе с характеристикой только восточного склона (к востоку от Главного Уральского разлома). В силу специфики геологии Полярный Урал рассмотрим отдельно. Докембрийская геология здесь не рассматривается.

На территории Среднего и Северного Урала выделяются крупные структурные этажи и блоки. К нижнему структурному этажу относятся метаморфические породы досреднекембрийского возраста. Выше них расположены ордовик-раннеэйфельский (раннепалеозойский) и позднеэйфельско-раннекарбоновый (среднепалеозойский) этажи, а также прорывающие их интрузивы. Эти этажи сложены латеральными группами структурно-формационных комплексов (СФК), которые показаны на рис. 11.1, 11.2. Рифтогенные, океанические и более молодые комплексы активной окраины, относимые к эвгеосинклинальным, надвинуты по зоне Главного Уральского разлома на расположенные к западу комплексы пассивной континентальной



1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
60°
Ивдель
Серов
Екатеринбург
Челябинск
Джетыгара
Орск
Уралтау
56°
52°
0 50 км
Шегультанская
Зап. Тагильская
Вост. Тагильская
Краснотурьинская
Салдинская
Адуй-Мурзин.
Алапаевско-Теченская
Башкирский выступ
Восточно-Уральская
Алап.-Теченская
Варненская
Денисовская
Валерьяновская
Гумбейская
Вост.-Магнитогорская
Суундукский блок
Восточно-Уральская
Ирендыкская
Бурибайский блок
Медногорский блок
Гайская
Сибайская
Центрально-Магнитогорская
Приосевая
Присакмарская
Блявинская

Рис. 11.1. Палеозойские структурно-формационные зоны Восточного Урала в современной покровно-складчатой структуре со снятым мезозойско-кайнозойским осадочным чехлом.

1 – выходы нерасчленённых докембрийских комплексов; *2–5* – СФЗ первого (ордовик-эйфельского) тектоно-магматического цикла, сложенные: *2* – эвгеосинклинальным «океаническим» комплексом, залегающим ныне в нижней (*а*) и верхней (*б*) аллохтонных тектонических пластинах, *3* – эвгеосинклинальным комплексом активной окраины бассейна (*а* – неэродированные и малоэродированные перед концом раннего девона, *б* – эродированные), *4* – эродированными неметаморфизованными эвгеосинклинальными комплексами, перекрытыми формациями девонского краевого пояса, *5* – регионально метаморфизованными эвгеосинклинальными комплексами, перекрытыми формациями девонского краевого пояса; *6–9* – структурно-формационные зоны второго (живет-карбонового) тектоно-магматического цикла, сложенные: *6* – «океаническим» комплексом, *7* – комплексом подножия вулканической дуги, *8, 9* – комплексами вулканической дуги преимущественно с девонским (*8*) и раннекарбоновым (*9*) субкомплексами; *10* – метаморфические комплексы фундамента краевого пояса, сложенные преимущественно терригенными (*а*) и базальтоидно-терригенными (*б*) толщами; *11* – массивы дунит-клинопироксенит-габбровой формации; *12* – фрагменты основания древней океанической коры (дунит-гарцбургитовая формация); *13* – гранитоидные массивы (без расчленения); *14* – крупные тектонические зоны пластического течения и разрывы (цифры в кружках): 1 – Тагильская зона рассланцевания, 2 – Серовско-Маукская пластина серпентинитов; разломы: 3 – Маканский, 4 – Западно-Ирендыкский, 5 – Восточно-Ирендыкский на севере и Калиновский на юге, 6 – Кизильский, 7 – Челябинский, 8 – Главный Уральский; *15* – границы Восточно-Тагильской зоны рассланцевания. Римскими цифрами обозначены тектонические блоки с характерными типами вертикальных рядов палеозойских геологических формаций, которые рассматриваются в ранге СФЗ. Строение типов рядов под теми же номерами показаны в виде разрезов-колонок на рис. 11.2. Собственные наименования зон и их блоков: III – Присакмарская (на юге) и Шегультанская (на севере), IV – Сакмарская (Блявинская), IVa – Бурибайский блок, V – Западно-Тагильская, VI – Восточно-Тагильская, VII – Краснотурьинская, VIII – Гайская, IX – Ирендыкская, X – Сибайская, XI – Восточно-Магнитогорская, XII – Центрально-Магнитогорская, XIIa – Гумбейская, XIIб – Сухтелинский блок, XIII – Восточно-Уральская, XIIIa – Суундукский, XIV – Алапаевско-Теченская, XV – Варненская, XVI – Денисовская.

Палеотектоническая интерпретация зон и блоков: IV, IVa, V, VI, VII, VIII, XIV – мегазоны бассейна, прилежащие к активной окраине; XIII, XV, XVI – зоны, в которых рифтогенные (ордовик) и «океанические» (ранний силур) формации были погружены в зону субдукции, регионально метаморфизованы и к концу раннего девона подняты в раннеорогенной мегазоне, ставшей фундаментом девонского краевого пояса (ВПП). В зонах VII, IX, XIV фундаментом девонского ВПП являются неметаморфизованные (надсубдукционные) эродированные эвгеосинклинальные формации. Зоны IV, IVa, VIII, IX представляют аллохтонный блок, сползший в раннем–начале среднего девона на зону III, образовав внешнюю островную дугу; X – междуговой бассейн; XI – подножие внутренней вулканической дуги; XIIa – фрагмент раннекарбонового ВПП, XII – его аллохтонный блок, сползший в междуговой бассейн.

На рисунке справа – наименования структурно-формационных, тектонических зон и блоков, упоминаемых в тексте; массивы магматических пород: 1 – Кытлымский, 2 – Ауэрбаховский, 3 – Качканарский, 4 – Алапаевский, 5 – Тагильский, 6 – Верх-Исетский, 7 – Уктусский, 8 – Степнинский, 9 – Сахаринский, 10 – Суундукский.

окраины, относимые к миогеосинклинали. Последние на рис. 11.1 не показаны, а схема их геологического строения дана на рис. 11.2 в виде колонок вертикальных формационных рядов двух структурно-формационных зон или суперзон – Зилаиро-Лемвинской, представляющей континентальный склон и его подножие, и более западной Бельско-Елецкой парагеосинклинальной, представляющей шельф [109, 163, 164, 185].

11.1.1. Раннепалеозойские комплексы

Ордовикские рифтогенные комплексы изучены менее других, так как практиче-

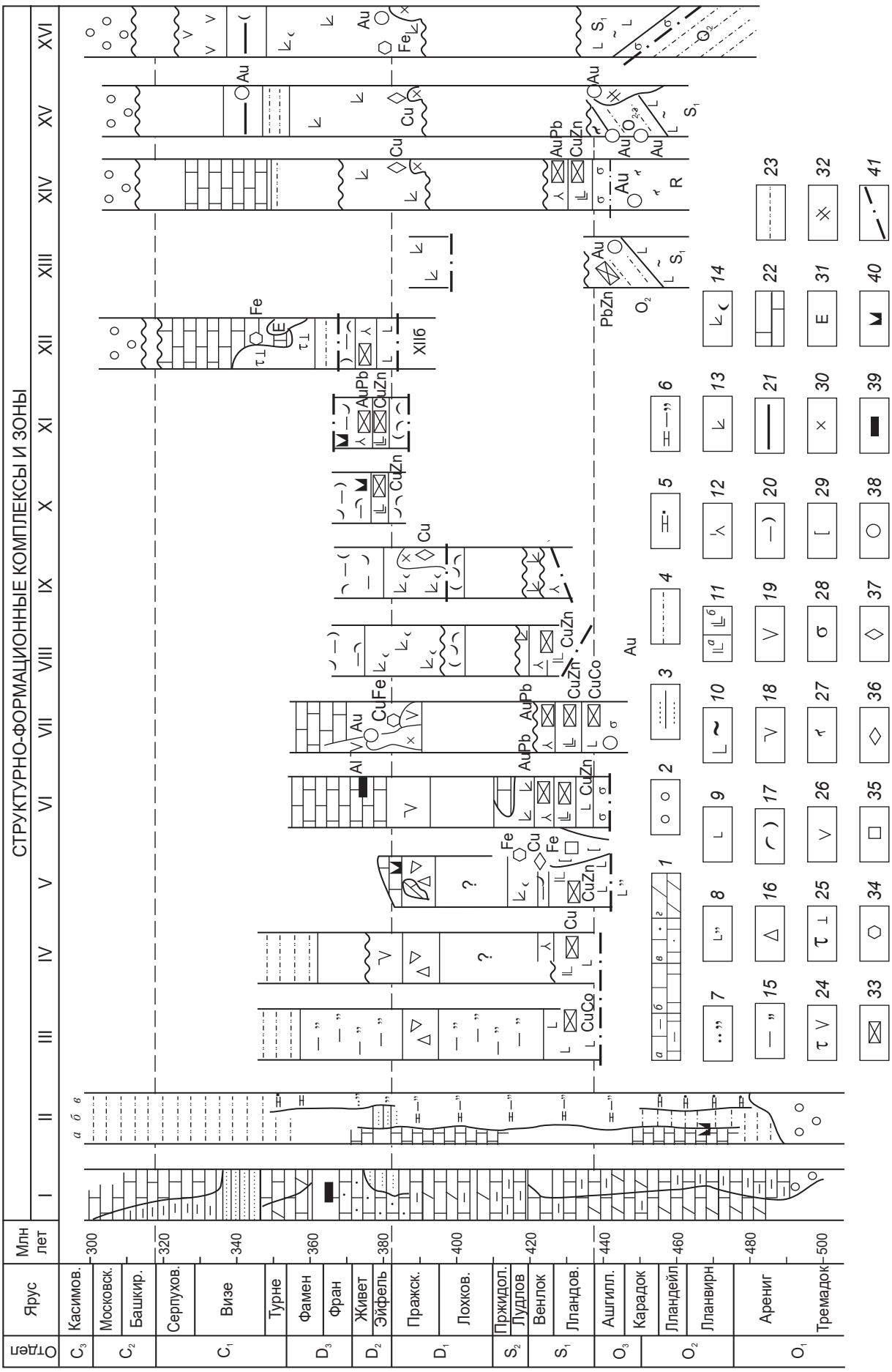

СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННЫЕ КОМПЛЕКСЫ И ЗОНЫ
Отдел
Ярус
Млн лет
I
II
III
IV
V
VI
VII
VIII
IX
X
XI
XII
XIII
XIV
XV
XVI
C3
C2
C1
D3
D2
D1
S2
S1
O3
O2
O1
Касимов.
Московск.
Башкир.
Серпухов.
Визе
Турне
Фамен
Фран
Живет
Эйфель
Пражск.
Лохков.
Пржидол.
Лудлов
Венлок
Лландов.
Ашгилл.
Карадок
Лландейл.
Лланвирн
Арениг
Тремадок
300
320
340
360
380
400
420
440
460
480
500
XIIб
Au
Fe
Cu
CuZn
AuPb
PbZn
CuCo
Al
R

Рис. 11.2. Схема строения палеозойских структурно-формационных комплексов Урала и позиции в них рудных месторождений.

СФК и соответствующие им СФЗ, подзоны, выступающие в современной геологической структуре Урала в виде тектонических блоков: I, II – миогеосинклинальные: I – Бельско-Елецкая (шельф), II – Зилаиро-Лемвинская (континентальный склон); III–XVI – эвгеосинклинальные, палеотектоническая сущность которых указана для соответствующих зон на рис. 11.1. В колонках под раннепалеозойскими СФК – породы их современного фундамента, к которому возрастная шкала не относится. Геологические формации: *1* – карбонатная надформация и её фации: *а* – известняково-глинисто-кремнистая, *б* – глинисто-известняковая, *в* – терригенно-карбонатная, *г* – доломитовая; *2* – галечно-песчано-глинистая (молассоидная); *3* – фалаховая (олигомиктовая); *4* – терригенная и метатерригенная; *5* – известняково-песчано-глинистая; *6* – известняково-глинисто-кремнистая; *7* – терригенно-кремнистая; *8* – нерасчленённые кремнисто-терригенная и кремнисто-базальтовая; *9* – толеит-базальтовая, *10* – она же, регионально метаморфизованная (с кристаллизационной сланцеватостью); *11* – бимодальная с субформациями риолит-базальтовой (*а*) и риолит-дацит-базальтовой (*б*); *12* – андезидацитовая; *13* – базальт-андезибазальтовая, *14* – её вулканотерригенные фации; *15* – кремнисто-вулканотерригенная; *16* – олистостромовая; *17* – вулканогенно-молассовая; *18* – трахиандезит-трахибазальтовая; *19* – трахиандезит-андезибазальтовая; *20* – вулканогенно-флишевая с кремнистыми горизонтами; *21* – терригенная угленосная; *22* – карбонатная; *23* – флишевая граувакковая; *24* – трахиандезитовая; *25* – трахибазальт-трахириолитовая; *26* – андезитовая; *27* – нерасчленённые сланцы и гнейсы; *28* – дунит-гарцбургитовая; *29* – дунит-клинопироксенит-габбровая; *30* – габбро-тоналит-гранодиоритовая и габбро-диорит-гранодиоритовая; *31* – габбро-сиенитовая; *32* – (габбро)-адамеллит-гранодиоритовая. Формации интрузивных пород (28–32) показаны по преобладающей позиции среди стратифицированных геологических формаций. Месторождения: *33* – колчеданные в вулканогенных толщах: CuCo – медно-кобальтовые, Cu – медные, CuZn – медно-цинковые, AuPb – золото-барит-полиметаллические; в терригенных толщах: PbZn – колчеданно-полиметаллические; *34* – скарновые (Fe – железные, CuFe – железо-медные); *35* – титаномагнетитовые; *36* – ванадий-железо-медные (волковский тип); *37* – медно- и молибден-медно-порфировые; *38* – золоторудные; *39* – бокситовые; *40* – марганцевые; *41* – ограничения по разломам.

ски все рудные месторождения цветных и благородных металлов известны в более молодых образованиях.

В Зилаиро-Лемвинской зоне континентального склона и его подножия сохранились фрагментарные блоки, по которым намечается переход от терригенно-карбонатных толщ среднего ордовика к прибрежным кварцевым песчаникам и кварцитам позднего ордовика и к граптолитовым сланцам раннего силура. Последние одного возраста с кремнисто-базальтовой формацией эвгеосинклинальных комплексов, расположенных восточнее.

Чётких соотношений терригенных образований рифтогенных комплексов с вулканогенными формациями силур-эйфельских СФК не установлено. Судя по наличию кремнисто-терригенных пачек в основании силурийских толщ Тагильского рифтогена, существует постепенный переход между ордовикскими и силурийскими комплексами. Однако во многих случаях исследователи отмечают тектонические контакты, наличие апогарцбургитовых серпентинитов по их границам. Считается, что ордовикские терригенные комплексы, расположенные к западу от Тагильского и Магнитогорского «прогибов», принадлежат к Зилаиро-Лемвинской зоне.

Ордовикские рифтогенные комплексы с терригенными формациями и базальтоидами повышенной щёлочности, проявленные в Восточно-Уральском поднятии и восточнее, не имеют достоверно установленных стратиграфических контактов с силурийскими образованиями. Они обычно размыты сверху и несогласно перекрыты девонскими и нижнекарбоновыми толщами. В структуре Восточно-Уральского поднятия ордовикские и силурийские комплексы совместно с более древними породами принадлежат к антиформам. В антиформах подняты породы, до этого попавшие в *S*-образную зону субдукции-обдукции, где были регионально метаморфизованы, а в смыкающем крыле *S*-образной зоны приобрели опрокинутое залегание. Первичная позиция упомянутых комплексов может быть определена только после проведения па-

леореконструкций, причём она не всегда однозначно трактуется.

Среди силур-эйфельской группы вулканогенных комплексов на Среднем и Северном Урале выделяются четыре характерных типа, названных по преимущественному их развитию в соответствующих зонах Западно-Тагильским, Восточно-Тагильским, Краснотурьинским и Восточно-Уральским. Главные отличия и тенденция к изменчивости упомянутых СФК состоят в возрастании к востоку признаков приближения к более поднятому и более сиалическому блоку. Эти признаки следующие (см. рис. 11.2).

В Западно-Тагильском и Восточно-Тагильском СФК на однородных базальтах залегают бимодальные формации. В бимодальных формациях в Западно-Тагильском СФК более ярко проявлена контрастность и понижена роль пород кислого состава по сравнению с Восточно-Тагильским СФК. Перекрывающие формации также отличаются: в Западно-Тагильском СФК проявлена кремнисто-вулканотерригенная формация, относительно глубоководная, а к востоку, в Восточно-Тагильском СФК, она латерально сменяется на андезидацитовую. В последней весьма большую роль играют вулканотерригенные фации с обломками вулканитов кислого состава, которые фиксируют переход развития Тагильского квазиокеана от преимущественно подводного режима, при котором накапливались однородная и бимодальная (риолит-базальтовая) формации, к субконтинентальному или субостровному режиму восточного борта квазиокеана. Выше кремнисто-вулканотерригенной и андезидацитовой формаций залегает порфиритовая базальт-андезибазальтовая. В Западно-Тагильском СФК в порфиритовой формации большую роль играют туфогенные и вулканогенно-терригенные фации, значение которых существенно возрастает в пржидольском ярусе верхнего силура, появляется олистострома с олистоплаками лудловских известняков. В извержения порфиритовых андезибазальтовых лав вплетаются извержения трахиандезитов, и формация переходит в трахибазальт-трахиандезитовую, сопровождаясь вулканогенной молассой и рифогенными известняками. В эйфеле отмечается последняя вспышка извержений трахибазальтов и андезибазальтов, которые выделяются в трахибазальт-андезибазальтовую формацию. При возрастании роли лейкократовых щелочных пород формацию иногда называют базальт-трахитовой.

К востоку от Восточно-Тагильского СФК (восточнее Тагильской зоны рассланцевания субдуцированных пород) базальт-андезибазальтовая формация практически отсутствует вследствие денудации лудловских толщ и налегания трахиандезит-трахибазальтовой формации (турьинской и краснотурьинской свит пржидолия–раннего эйфеля) на породы андезидацитовой и риолит-базальтовой формаций. То есть начиная с пржидолия на этой территории развивается самостоятельный андезитоидный субкомплекс. Эта обстановка выделяется в самостоятельную Краснотурьинскую СФЗ, характеризующую поднятие прибортовой восточной части Тагильского квазиокеана.

В основании Краснотурьинского СФК залегает дунит-гарцбургитовая формация, отвечающая коре океанического типа. Есть основание полагать, что не она надвигалась на сиалические массы Восточно-Уральского поднятия, а наоборот эти массы подтекали под дунит-гарцбургитовый слой, смещаясь под воздействием Западно-Сибирской конвективной ячеи. Очевидно, что верхняя андезитоидная часть Краснотурьинского СФК развивалась на денудированной восточной части Восточно-Тагильского комплекса.

В современной геологической структуре Урала нижнедевонские толщи в Западно-Тагильском СФК и одноимённой СФЗ не сохранились: на западе они срезаны современной эрозией, а на востоке Турьинским надвигом. Западно-Тагильский СФК в современной структуре имеет преимущественно моноклинальное восточное падение. Он прослеживается с севера на юг практически непрерывной полосой до Башкирского выступа («амфитеатра»), а южнее ограничен Главным Уральским разломом совместно с примыкающей к нему Восточно-Тагильской зоной рассланцевания. При-

рода этого ограничения и зоны рассланцевания рассмотрены при описании тектонического развития и истории формирования структуры востока Урала (разд. 11.2).

Восточно-Тагильский СФК имеет современную синклинорную структуру. В северной части он по Турьинскому разлому надвинут на Западно-Тагильский СФК. Восточно-Тагильский СФК простирается с севера на юг в виде относительно широкой полосы до Верх-Исетского интрузивного массива. Далее на юг разрезы СФК становятся неполными, и он сменяется типом, отвечающим Краснотурьинскому СФК, в котором нижний колчеданоносный субкомплекс риолит-базальтовой и андезидацитовой формаций перекрывается верхним порфиритовым субкомплексом.

Краснотурьинский СФК на большей части своего протяжения ограничен пластиной аподунит-гарцбургитовых серпентинитов, которая участвует в складчатости. Там, где пластина поставлена на голову, рядом исследователей она рассматривается в качестве Серовского глубинного разлома. Восточная граница Краснотурьинского СФК и одноимённой СФЗ в современной геологической структуре проводится преимущественно по наложенным тектоническим и эрозионным ограничениям. Какой она была в силур-эйфельское время, судить трудно.

Большое сходство с Краснотурьинским СФК имеют вулканогенные комплексы, расположенные по восточному обрамлению Восточно-Уральского поднятия, именуемые нами как Алапаевско-Теченский СФК. Определения фауны, обнаруженной здесь разными исследователями в толщах, находящихся в формационном ряду над колчеданоносной контрастной формацией, дают разброс возрастов от лохковского яруса нижнего девона [127] до среднего и верхнего девона. То есть практически нет отличий от возраста верхнего (порфиритового) субкомплекса Краснотурьинского СФК. Возраст нижнего субкомплекса Алапаевско-Теченского СФК достоверно не установлен. А. В. Коровко с соавторами датировал его сначала эйфелем [202], а потом силуром–началом раннего девона [127]. Находящаяся в его основании офиолитовая ассоциация может быть немного моложе по сравнению с такой же ассоциацией в основании Краснотурьинского СФК. Причиной омоложения могла служить восточная миграция Тагильского мантийного вала, над которым формировалась кора океанического типа, подобно тому, как это происходит в обстановке миграции астеносферы под Срединно-Атлантическим хребтом.

В тектонических схемах ряда исследователей колчеданоносные риолит-базальтовая и андезидацитовая формации Алапаевско-Теченского СФК рассматриваются как среднепалеозойские. Однако, совместно с отмеченным выше, такое представление не оправдывается и по другим причинам. Во-первых, среднепалеозойский возраст колчеданоносных формаций на территории развития Алапаевско-Теченского СФК определяется на основании девонской фауны, собранной в породах вышележащей порфиритовой формации. При этом не обосновывается, что между ней и колчеданоносными формациями нет временно́го перерыва, как в Краснотурьинском СФК. Не доказывается, что контакты не тектонические, а залегание не опрокинутое. Во-вторых, на Урале нет офиолитового комплекса (дунит-гарцбургитовой, однородной толеит-базальтовой формаций и перекрывающих их кремнистых образований), в котором был бы обоснован девонский возраст высокотитанистых однородных базальтов, хотя ордовик-силурийские определения возраста имеются. В-третьих, отсутствуют геологические факты, свидетельствующие о том, что ранне-среднедевонский краевой вулканический пояс, протягивающийся от Полярного до Южного Урала, рассекается междуговым Магнитогорским рифтогеном на севере. По этой причине представляется маловероятным присутствие среднепалеозойской офиолитовой ассоциации на востоке Урала и надстраивающих её колчеданоносных формаций Алапаевско-Теченского СФК, пусть даже в аллохтонном залегании. Исходя из современной геологической структуры Урала, более правомерно считать Алапаевско-

Теченский СФК восточным латеральным продолжением Краснотурьинского СФК. После своего образования они были разобщены ядром Салдинского антиформного блока, принадлежащего к Восточно-Уральскому поднятию.

Четвёртый тип разрезов раннепалеозойских стратифицированных геологических формаций проявлен на Среднем и на востоке Южного Урала. Этот тип, как и Краснотурьинский, состоит по вертикали из двух неполных комплексов (субкомплексов), имеющих между собой несогласие. Нижний субкомплекс представлен метаморфизованными породами. Он состоит из рассланцованных нижнесилурийских базальтов, силурийских и ордовикских филлитизированных глинисто-терригенных осадков, т. е. образований, сходных по составу и возрасту с нижними толщами Западно-Тагильского СФК и более древними рифтогенными толщами. В ряде тектонических блоков, судя по геологической структуре, упомянутые толщи имеют опрокинутое залегание и на них расположены докембрийские метаморфизованные породы, очевидно с опрокинутой последовательностью напластования. Верхний субкомплекс представлен вулканотерригенными породами, разного рода порфиритами, в том числе повышенной щёлочности, возраст которых от позднего силура или раннего девона до эйфеля. То есть этот субкомплекс сходен с верхним субкомплексом Краснотурьинской СФЗ. Состав и различие метаморфизма в двух субкомплексах Восточно-Уральского типа разрезов позволяют заключить, что комплекс в целом характеризует нижнесилурийские и более древние толщи, претерпевшие метаморфизм в *S*-образной зоне субдукции-обдукции, позже поднятые с глубин (эдуцированные), частично денудированные и перекрытые андезитоидным порфиритовым субкомплексом. Рассмотренный тип СФК характерен и для Денисовской зоны, расположенной на крайнем востоке Урала.

Строение и позицию Восточно-Уральского комплекса в современной геологической структуре Урала сложно однозначно интерпретировать. С одной стороны, это связано с ундуляцией *S*-образной зоны субдукции-обдукции, в результате чего в горизонтальный срез, отражаемый геологической картой, попадают разные толщи в нормальном и опрокинутом залегании. С другой стороны, части комплекса образуют аллохтонные блоки, сползшие с карбон-пермских антиформ.

Кроме упомянутых оползневых тектонических блоков на Южном Урале устанавливается другой, более ранний, аллохтонный суперблок, сползший шарнирно к западу, образовав девонский покров гельветского типа. Выделение данного покрова дискуссионно в связи с дискуссионностью возраста баймак-бурибайской и ирендыкской свит, которые в последнее время стали считаться более молодыми, эйфельскими, на основании сбора и определения возраста конодонтов [157]. Не оспаривая точности определения возраста тех пород, в которых были отобраны конодонты, можно предложить иную трактовку геологических соотношений их с подстилающими толщами. Эта трактовка в большей мере учитывает пространственные соотношения структурно-формационных комплексов и не приводит к неестественному сокращению длительности их развития по сравнению с длительностью развития сходных комплексов других частей Урала и иных подвижных поясов. Основанием этого служит следующее.

Пироксен-плагиоклазовые базальтовые и андезибазальтовые порфириты ирендыкской свиты справедливо рассматриваются как эталон базальт-андезибазальтовой формации [262]. Однако не все породы свиты относятся к этой формации. Например, в центре Магнитогорского «прогиба», в Юлдашевской структуре, описана флишевая толща эйфельского возраста, принадлежащая к ирендыкской свите [158], состав которой не соответствует базальт-андезибазальтовой формации. Кроме того, рядом исследователей отмечались чрезвычайная фациальная пестрота ирендыкской свиты, наличие в ней несогласий, олистостромовых толщ [186]. По этой причине нет основания считать налегание собственно базальт-андезибазальтовой пор-

фиритовой формации без существенного временно́го перерыва на подстилающие колчеданоносные андезидацитовую и риолит-базальтовую формации. Помимо этого, сам разрез ирендыкской свиты может получить несколько иное формационное толкование.

Многие исследователи Южного Урала относят ирендыкскую свиту к базальт-андезибазальтовой формации и считают, что породы свиты накопились за весьма короткий интервал времени, датируемый эйфелем. Между тем А. И. Кривцов [134], описывая Ирендыкскую структурно-формационную зону, в её Гадельшанском и Сагитовском блоках разделяет базальт-андезибазальтовую формацию на толщи. Для нижней характерны лавы и туфы базальтового и андезибазальтового составов с горизонтами вулканомиктовых пород, грубообломочных туфов риолитовых порфиров и кварц-пироксеновых андезидацитовых порфиритов. Мощность кремнекислой части разреза составляет около 200 м, нижней толщи в целом – от 0,8 до 2,5 км. Эта часть свиты отделена от верхней также вулканогенной толщи толщей мощностью 400–700 м, состоящей из туфопесчаников, туфоалевролитов, вулканомиктовых пород с известковистым цементом, включающей линзы известняков. Верхняя вулканогенная толща, мощность которой в разных разрезах составляет от 0–400 м до 2 км, представлена лавами и туфами базальтового и андезибазальтового составов, вмещающими прослои вулканомиктовых пород, в которых много обломков андезитов, а вверху присутствуют обломки известняков, содержащие эйфельскую фауну. Верхняя толща прорвана габбродиоритами.

Существенный перерыв в вулканизме и специфика состава верхней и нижней толщ позволяют выделить их в разные формации, связанные с разными магматическими очагами. Нижняя толща сходна с андезидацитовой формацией, в которой, как и в иных вулканических поясах, существенную роль могут играть вулканиты основного состава. Верхняя толща сопоставима с андезитоидной группой формаций, характерных для девонского краевого вулканического пояса Урала. Средняя толща по позиции и составу имеет сходство с вулканогенной молассой, включающей олистострому. Вместе с этим следует отметить, что приводимая В. А. Масловым с соавторами [157] схема налегания ирендыкской свиты на баймак-бурибайскую противоречит сделанному ими заключению о согласном характере их соотношений.

Таким образом, ирендыкский СФК может быть представлен несколькими формациями, нижняя из которых сопоставима по позиции с андезидацитовой формацией Гайского и Краснотурьинского СФК, средняя – с частью кремнисто-вулканотерригенной и вышележащей олистостромовой формациями Блявинского СФК. Верхняя собственно базальт-андезибазальтовая толща сопоставима с порфиритовыми формациями ранне-среднедевонского субкомплекса Краснотурьинского, Алапаевско-Теченского и Варненского СФК.

В современной геологической структуре Урала южнее 57° с. ш., к востоку от области распространения Восточно-Тагильского СФК, в ядрах антиклинальных структур сочетается порфиритовая базальт-андезитовая формация с подстилающими её рассланцованными породами, аналогичными формации однородных базальтов. Судя по разной степени метаморфизма пород, соотношение упомянутых формаций, вероятнее всего, несогласное или тектоническое. К такому выводу склоняют и другие факты. К северо-востоку и северу от Гумбейской подзоны в антиформных блоках выходят метаморфизованные однородные базальты в окружении терригенных пород, которые могут сопоставляться с кремнисто-вулканотерригенной формацией Западно-Тагильского СФК. Иначе говоря, однородные базальты и терригенные породы, соседствующие с базальт-андезибазальтовой формацией, очевидно, субдуцированы под восточную окраину Урала и вследствие этого метаморфизованы. Надсубдукционные толщи в поднимающихся блоках востока Урала были денудированы. На юге территории они сползли шарнирно в западном направле-

нии. В результате базальт-андезибазальтовые порфириты и подстилающие их вулкано-терригенные породы конца силура–начала девона на территории современного Восточно-Уральского поднятия отлагались на метаморфизованных древних толщах, которые ранее находились в *S*-образной зоне субдукции-обдукции (поэтому часть их в опрокинутом залегании), а перед средним девоном были эдуцированы. К субдуцированным, находящимся сейчас в перевёрнутом (опрокинутом) залегании и поднятым в Суундукской антиформе, относятся, по всей вероятности, ордовикские карбонатно-терригенные толщи, вмещающие Амурское колчеданно-полиметаллическое месторождение.

Такой характер соотношений толщ, находящихся в опрокинутом и нормальном залегании, следует и из других тектонических фактов, положенных в основу палеореконструкций, описанных в разделе 11.2. Подчеркнём лишь одно важное обстоятельство. В северной части территории (Краснотурьинская СФЗ), где произошли эрозия и денудация базальт-андезибазальтовой и частично андезидацитовой формаций, факты, свидетельствующие о сползании тектонических блоков к западу, не устанавливаются, и, кроме того, интенсивно проявляются следующие во времени формации андезитоидного профиля. В южной части территории (к югу от Башкирского выступа), где поднятие восточного блока было, очевидно, значительным, толщи порфиритовой формации не успели размыться, так как сползли в виде крупного блока к западу. В сползшем блоке, оторванном от корней, не проявились должным образом формации андезитоидного профиля. Здесь преобладали вулканиты порфиритовой базальт-андезибазальтовой формации вплоть до раннего эйфеля (восточная часть Ирендыкского СФК). Лишь местами сохранились «вплетения» в порфиритовую формацию изверженных пород повышенной щёлочности, относимых к нижнедевонско-эйфельской чанчарской свите. Наличие субщелочных пород ставит вопрос о возможной принадлежности блоков к аналогу именновской свиты венлока.

Сложную структуру имеет Гайский блок. В нём регионально метаморфизованные крутопадающие вулканиты (Гайский СФК) несогласно перекрыты неметаморфизованными вулканитами ирендыкской свиты. Нижняя часть Гайского СФК срезана разломом. По нему Гайский блок надвинут к западу на блок, в основании которого залегают базальты с телом дацитов, перекрытые мощной толщей кремнистых и терригенных пород, относимых к туратской свите и несогласно налегающей на неё улутауской, что следует из разреза по скважине № 1600.

По строению Гайский СФК имеет много общего с комплексами Восточно-Тагильской и Алапаевско-Теченской зон. Общность заключается в бимодальной колчеданоносной формации с большой ролью вулканитов кислого состава, перекрытии их толщей, аналогичной по составу андезидацитовой формации, а выше порфиритовой. В толще, перекрывающей порфиритовую формацию, в одном из блоков Гайской зоны И. Б. Серавкиным и А. М. Косаревым [223] отмечены вкрапленники калиевого полевого шпата в вулканитах кислого состава, что позволяет в какой-то мере проводить аналогию между данной толщей и одновозрастной с ней трахибазальт-андезибазальтовой формацией Восточно-Тагильской зоны.

Дискуссионность параллелизации Гайского СФК, с одной стороны, Восточно-Тагильского, Краснотурьинского и Алапаевско-Теченского, с другой, заключается в том, что рядом исследователей возраст вулканитов, вмещающих Гайское медноколчеданное месторождение (гайская толща), считается ранне-среднедевонским. Этот вывод опирается на фаунистические находки живетского возраста в улутауской свите, которая несогласно перекрывает ирендыкскую свиту, а та, в свою очередь, рудовмещающую гайскую толщу. В так называемой туратской толще, расположенной под толщей месторождения, обнаружена раннедевонская фауна. Те исследователи, которые считают нормальным стратиграфическим налегание гайской толщи на туратскую, делают вывод о ранне-среднедевон-

ском возрасте Гайского месторождения. С выводом о стратиграфическом налегании толщ нельзя согласиться. Во-первых, многочисленные детальные разрезы, построенные через Гайский рудный район и месторождение, противоречат по своей структуре стратиграфическому налеганию. Более того, исследованиями последних лет по находкам конодонтов установлено, что туратская толща по стратиграфическому диапазону отвечает верхам баймак-бурибайской, ирендыкской и карамалыташской свитам, т. е. до позднего эйфеля включительно [9]. Руды Гайского месторождения и вмещающие их вулканиты древнее девонской карамалыташской свиты. Они, будучи раннесилурийскими, претерпели региональный метаморфизм в зоне субдукции, после чего были извлечены из глубины и несогласно перекрыты породами эйфельской ирендыкской свиты. Эта ассоциация, представляющая собой разрез раннеорогенного вулкано-плутонического комплекса (колчеданоносная толща в метаморфическом фундаменте, порфиритовая толща ирендыкской свиты в позиции вулканической дуги), далее была смещена к западу и надвинута на туратскую и улутаускую свиты. Возраст пород аллохтонной гайской толщи нельзя определять по возрасту пород автохтона.

Разрез Гайской зоны по Мамбетовскому разлому надвинут к западу на Бурибайский блок, в котором баймак-бурибайская свита имеет более ярко выраженный контрастный риолит-базальтовый состав по сравнению с Гайским СФК. В Бурибайском блоке вулканиты кислого состава перекрыты порфиритовой толщей [134].

Существенный интерес представляют определения возраста базальтов баймак-бурибайской свиты, сделанные Ю. Л. Ронкиным [212] по изотопам стронция, 420 ± 16 млн лет, что отвечает концу лландовери – границе с венлоком. Сходный лландовери-лудловский возраст баймак-бурибайской свиты по общегеологическим данным ранее определялся коллективом исследователей [64].

Находки эйфельской фауны в верхних частях ирендыкской свиты, характеризующейся большой ролью перемыва вулканогенного материала, не могут противоречить силур-раннедевонскому возрасту её более нижних частей. Порфиритовая формация ирендыкской свиты знаменует рост вулканических гряд, подъём тектонических блоков, который может приводить к их оползанию. С этим согласуется появление акчуринской (шандинской) олистостромы девона в Сакмарской зоне.

Параллелизация рассмотренных структурно-формационных зон Тагильского и западного борта Магнитогорского блоков ставит вопрос о параллелизации Ирендыкской подзоны и расположенных восточнее от неё полей порфиритовой формации силура–эйфеля в Восточно-Уральском СФК и соответствующей СФЗ.

Наиболее глубоководными и удалёнными от континентальной обстановки чертами обладает Присакмарский СФК. В нём однородные толеитовые базальты лландоверского возраста перекрыты кремнисто-терригенными толщами сакмарской и туратской свит, охватывающими большой интервал времени – от раннего силура до девона [9]. Под базальтами расположены габбровые массивы, подстилаемые дунит-гарцбургитовой формацией. Таким образом, Присакмарский СФК характеризует в целом типичную офиолитовую ассоциацию, отвечающую океанической коре геологического прошлого.

11.1.2. Среднепалеозойские комплексы

Для эйфельско-франской подгруппы структурно-формационных комплексов также проявляется тенденция к усилению континентальных черт в восточном направлении. С запада на восток выделяются Сибайский, Восточно-Магнитогорский и Приосевой типы СФК (см. рис. 11.2).

В Сибайском СФК на бимодальную колчеданоносную формацию налегает вулканогенно-флишоидная с кремнистыми горизонтами. В Восточно-Магнитогорском СФК бимодальная формация, наряду с контрастной субформацией, включает и непрерыв-

ную субформацию. Перекрывается же она андезидацитовой, а выше порфиритовой базальт-андезибазальтовой формациями. К востоку от Восточно-Магнитогорского СФК развился СФК Приосевой зоны. Он соответствует наиболее поднятой части среднепалеозойской вулканической дуги, характеризуется непрерывной формацией (в отличие от бимодальной контрастной на западе), носит андезитоидные черты, перекрывается порфиритовой формацией.

Завершение становления СФК среднего палеозоя характеризуется развитием карбонового вулкано-плутонического пояса. Ассоциации его формаций представлены в разных тектонических блоках. Позднетурнейско-ранневизейские формации трахириолит-базальтовая и трахибазальт-андезибазальтовая совместно с габбро-сиенитовой и сопутствующими скарново-магнетитовыми месторождениями слагают значительную часть аллохтонной пластины в центре Магнитогорского блока. Они перемещены с востока [117].

Заканчивая рассмотрение особенностей проявления палеозойского вулканизма, отметим принципиальные отличия его в северной и южной частях Урала, т. е. к северу и югу от западного «Башкирского выступа» на 55–56° с. ш. Различие может отражать своеобразное влияние тектонического развития Казахстанской и Западно-Сибирской ячеистых провинций на тектонику Урала.

В северной части территории, очевидно, в конце лудлова–начале пржидолия произошёл размыв поднятого восточного борта Тагильского ритфогена (Краснотурьинской СФЗ), однако, по-видимому, не было сползаний крупных блоков к западу. Это обеспечило сохранность картины полного эволюционного ритма (цикла) изменения петрологического профиля вулканизма, состоявшего в смене серий от толеитовой к известково-щелочной, далее к субщелочной и снова с тенденцией к известково-щелочной серии в конце андезитоидной группы формаций. Последняя отражала развитие девонского вулкано-плутонического пояса. В раннем эйфеле непосредственно к западу от Краснотурьинской зоны отлагались известняки с накоплением среди них продуктов кор выветривания, образовавших бокситы Североуральского бокситоносного района (СУБРа) [56].

В южной части Урала эволюция петрологического профиля вулканизма была сокращена. После извержения вулканитов толеитовой, а вслед за ней известково-щелочной серии в начале субщелочного вулканизма произошли существенные тектонические перестройки. Часть Западно-Тагильской, вся Восточно-Тагильская и часть Восточно-Уральской структурно-формационных зон, поднятых перед этим над зоной субдукции, сползли на запад. Возродился подъём линейного мантийного вала, над которым в раннем–среднем девоне проявился вулканизм толеитовых базальтов. Если в северной части Урала Краснотурьинская СФЗ, имея в основании кору океанического типа (фиксированную дунит-гарцбургитовой формацией с залегающими на ней вулканитами), была по позиции близка к склону краевого вулканического пояса, то на юге Урала картина была иной. Сползший блок превратился во внешнюю невулканическую в среднем палеозое дугу, в тылу которой сформировались междуговой бассейн, а восточнее развился краевой вулканический пояс.

11.2. ПОЗИЦИЯ СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННЫХ КОМПЛЕКСОВ В ДРЕВНЕЙ И СОВРЕМЕННОЙ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ СТРУКТУРЕ УРАЛА В СВЯЗИ С ТЕКТОНИЧЕСКОЙ ИСТОРИЕЙ РАЗВИТИЯ

Описанию тектоники Урала и истории её развития с фиксистских позиций посвящены фундаментальные работы А. А. Пронина, И. Д. Соболева. Существенные горизонтальные перемещения блоков описаны К. П. Плюсниным. В последние десятилетия XX века коллективами геологических институтов АН СССР было много нового внесено в понимание тектоники Урала с

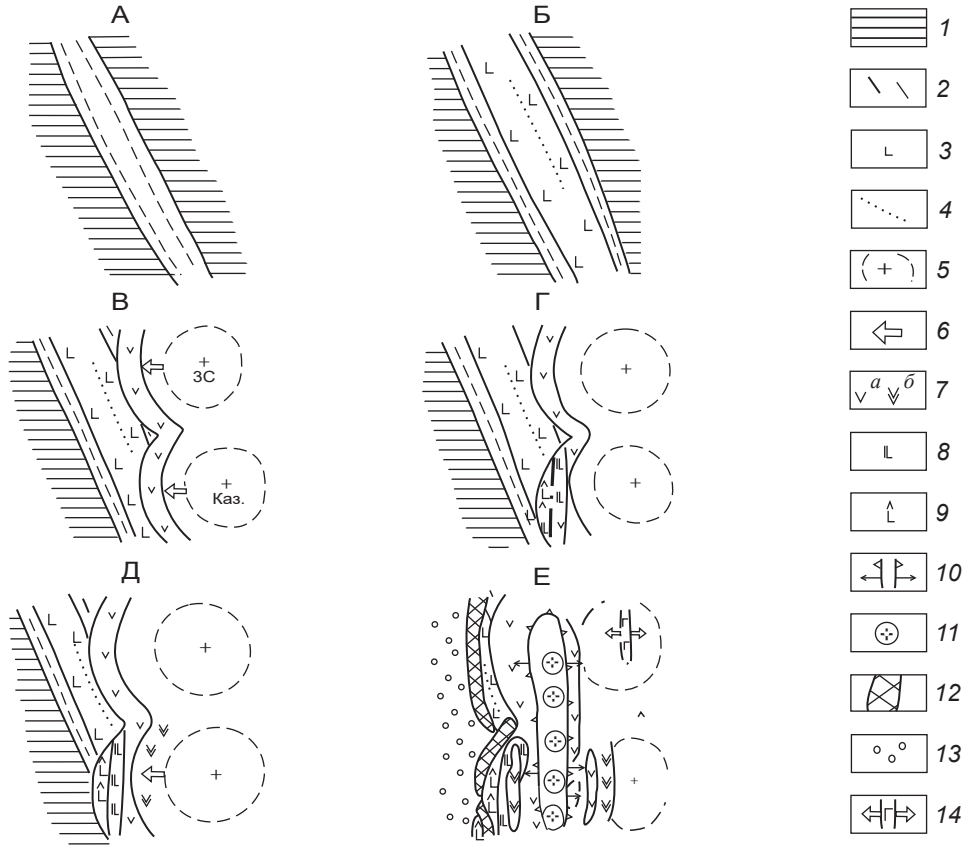


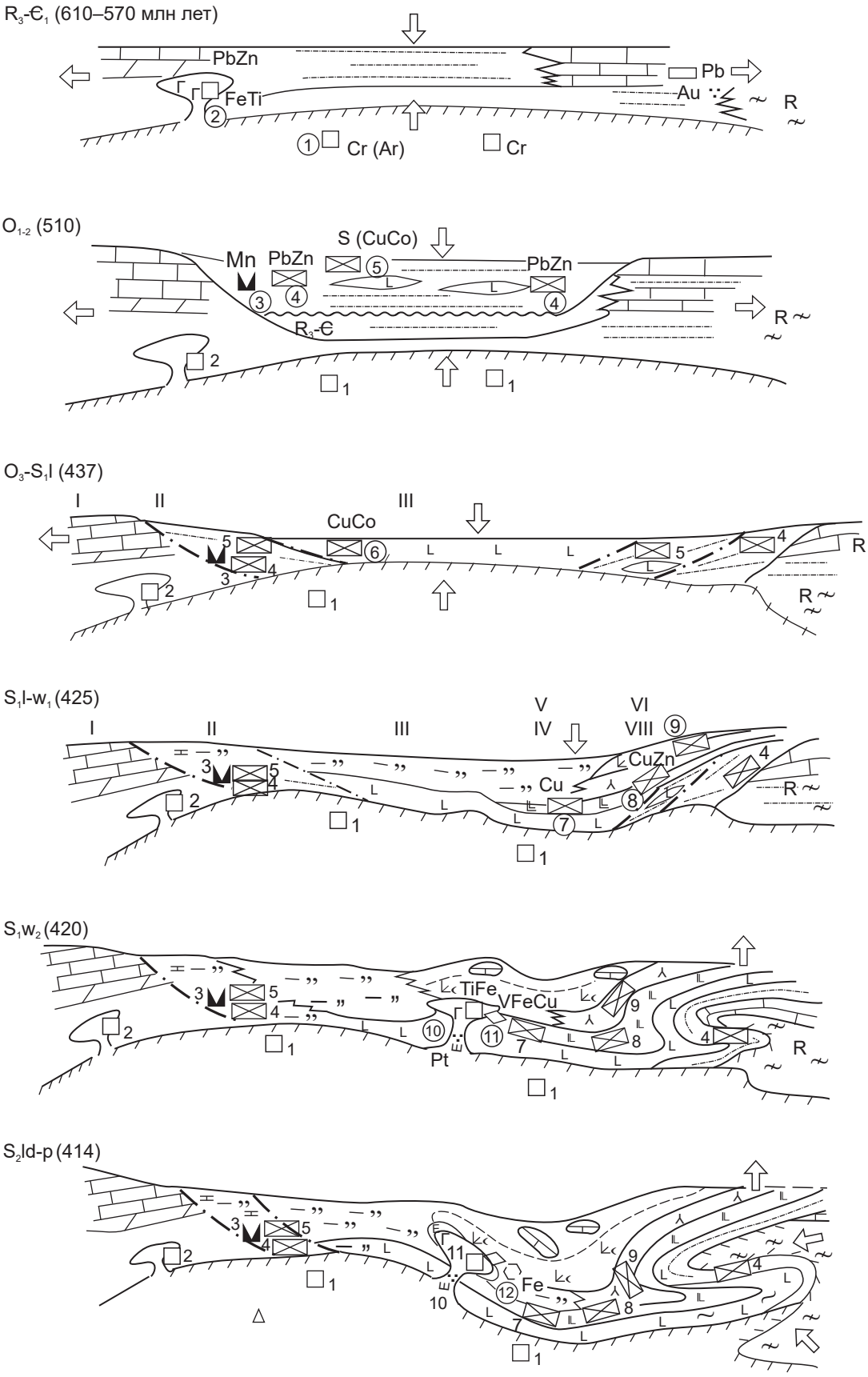
Рис. 11.3. Схема развития геологической структуры Урала (планы).
А – рифтогенная стадия; Б – океаническая стадия; В – ранняя фаза переходной стадии (развитие девонского краевого ВПП); Г – фаза наложения рифтогена на периферию ВПП с образованием междугового бассейна; Д – фазы развития карбонового ВПП и последующего шарьирования («коллизии»); Е – континентальная стадия, фаза позднего орогенеза и батолитов калиевых гранитов.
1 – территории с докембрийской континентальной корой; *2* – позднерифейско-ордовикские (раннеуральские) рифтогенные комплексы; *3* – позднеордовикско-силурийские комплексы Уральского квазиокеана; *4* – зона лакколитов дунит-клинопироксенит-габбровой формации (гомолог внешнего океанического вала, зона «внутриплитного магматизма»); *5* – центры ячеистых глубинных конвективных систем II размерного порядка: ЗС – Западно-Сибирской, Каз. – Казахстанской; *6* – воздействие периферии ячеистых систем, приводящее к развитию активных окраин Урала; *7* – комплексы активных окраин (*а* – девонского, *б* – карбонового ВПП); *8* – комплексы Сибайско-Мугоджарского междугового бассейна – рифтогена, наложенного на активную окраину; *9* – тектонический блок, сползший с востока и превратившийся после эйфеля во внешнюю невулканическую Ирендыкскую островную дугу; *10* – зоны постшарьяжных («постколлизионных») антиформ и направления сползания с них аллохтонов; *11* – позднепалеозойские батолиты калиевых гранитов; *12* – блоки древней континентальной коры, выжатые и шарьированные на западный склон Урала; *13* – формации позднепалеозойского краевого прогиба; *14* – раннемезозойские зоны рифтогенеза (активизации) Западной Сибири.

позиций мобилизма. Значительными являются Тектоническая карта Урала [244], работа А. С. Перфильева [186], пересмотр тектоники Урала с позиции теории тектоники плит [109].

Анализ позиции описанных СФК, условий их залегания, метаморфизма в сочетании с изучением позиции интрузивных массивов позволяет выявить основные черты тектонической структуры Урала и историю её формирования. История тектонического развития Урала отображена в серии схематических планов и разрезов, изображённых на рисунках 11.3 и 11.4 (А–В).

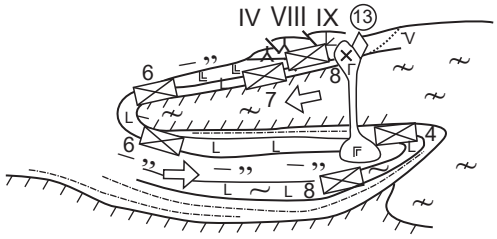
Нами принимается общая схема ордовик-раннесилурийского рифтогенного развития Урала, предложенная А. В. Пейве, С. Н. Ивановым и др. [244], развиваемая

А

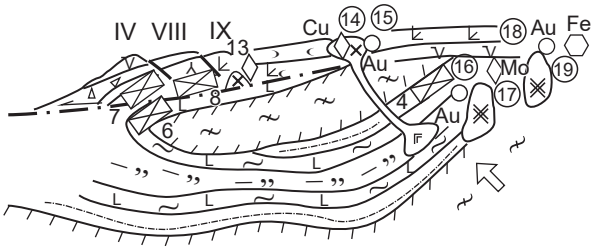

R3-Є1 (610–570 млн лет)
PbZn
FeTi
Pb
Au
R
Cr (Ar)
Cr
O1-2 (510)
S (CuCo)
Mn
PbZn
PbZn
R3-Є
R
O3-S1l (437)
I
II
III
CuCo
R
S1l-w1 (425)
I
II
III
IV
V
VI
VIII
CuZn
Cu
R
S1w2 (420)
TiFe
VFeCu
Pt
R
S2ld-p (414)
Fe

Б

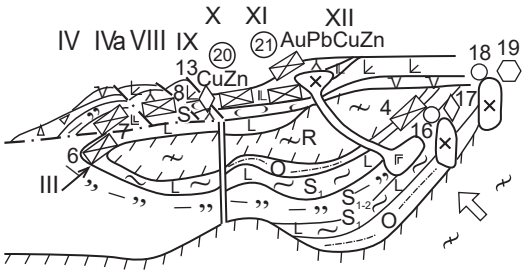
S_2p-D_1 (410–395)



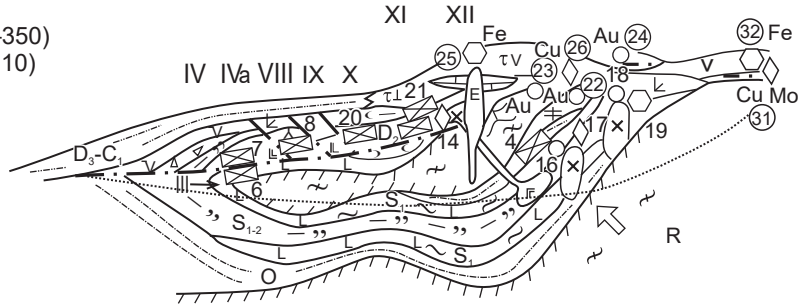
D_1p-D_2e_1 (395–380)



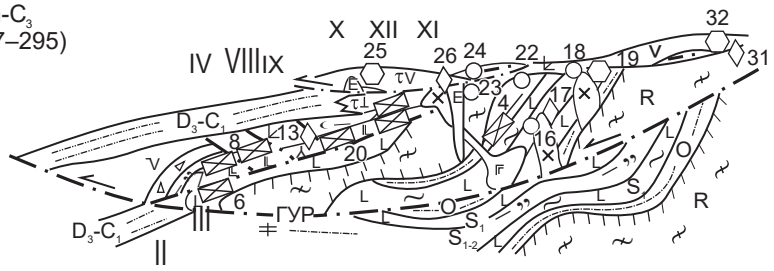
D_2e_2-$ž v_1$ (380–375)



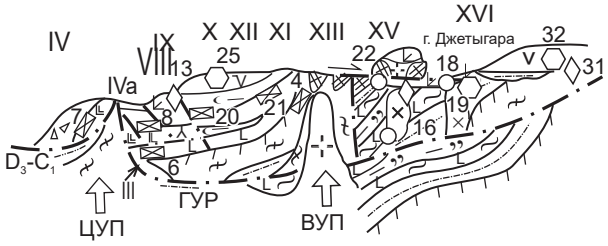
$D_2ž v_2$-C_1t_1 (371–350)
C_1t_1-C_2b (350–310)



C_2m-C_3
(307–295)



C_3-P_1
(295–280)



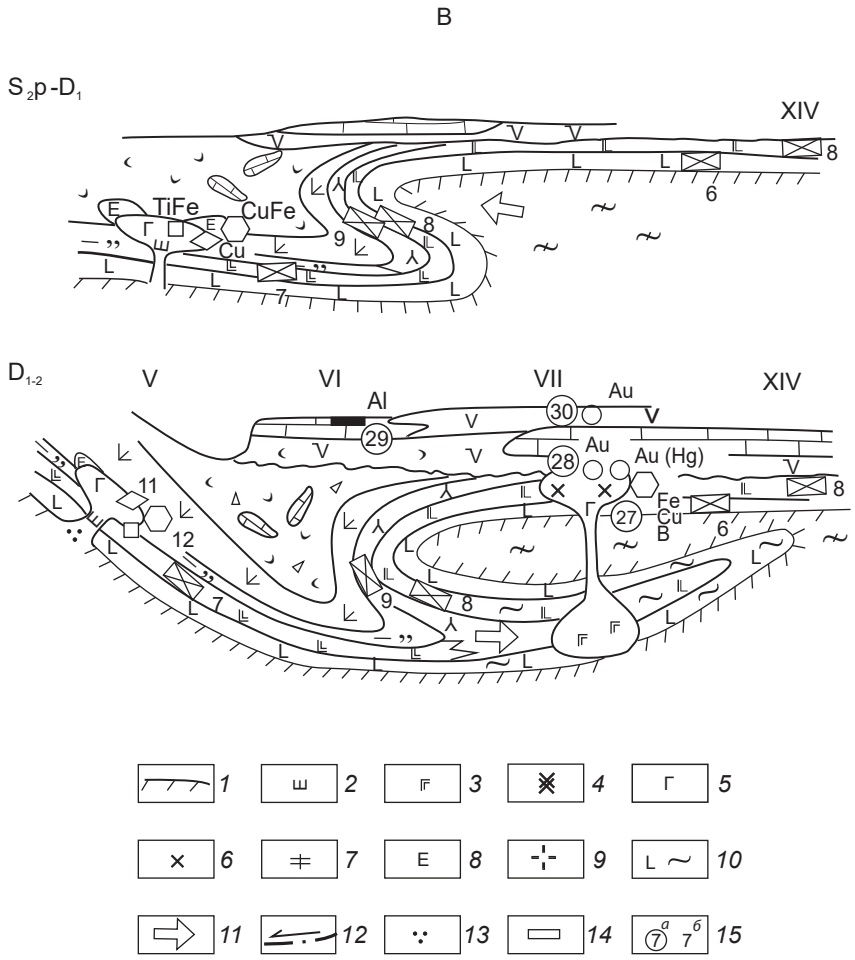


Рис. 11.4. Схема развития геологической структуры Урала и позиции главных типов рудных месторождений.

А – общая для Урала, Б – для южной, В – северной его частей (позднепалеозойскую структуру последней см. рис. 11.5, 11.6). Горизонтальный и вертикальный масштабы искажены.

1 – поверхность дунит-перидотит-габбрового слоя; *2* – дуниты и перидотиты расслоенных массивов Платиноносного пояса; *3, 4* – магмы первичных очагов: *3* – габброидная, *4* – среднего и кислого составов; *5* – габброиды; *6* – диориты, тоналиты, гранодиориты, плагиограниты; *7* – массивы адамеллит-гранитной формации; *8* – габбросиениты, граносиениты и сиениты; *9* – массивы палингенных калиевых гранитов; *10* – базальтоиды с кристаллизационной сланцеватостью (регионально метаморфизованные); *11* – направление движений, не связанных с разрывами; *12* – перемещения по разломам и поверхностям шарьирования; *13* – рассеянная рудная минерализация; *14* – стратиформные месторождения свинца и цинка в карбонатных толщах; *15* – номер месторождения при его образовании в этап развития структуры (*а*) и позиция в последующей истории (*б*). Форма значка типа месторождения аналогична таковой на рис. 11.2; номера на разрезах и их примеры: 1 – металлургические хромиты (предположительно архейского возраста, Кимперсайская группа и др.), 2 – титаномагнетитовые среднерифейские (Кусинско-Копанская группа), 3 – железо-марганцевые (Парнокское), 4 – колчеданно-полиметаллические (Нижне-Талотинское, Амурское), 5 – серноколчеданные с медью и кобальтом (Шомпинское), 6 – медно-кобальтово-колчеданные (Зюзельское, Ивановское), 7 – медноколчеданные (Блява), 8 – медно-цинково-колчеданные (Дегтярское, Гайское), 9 – золото-барит-колчеданно-полиметаллические (им. III Интернационала, Джусинское, Баймакская группа), 10 – самородной платины (гора Соловьёва), 11 – титаномагнетитовые (Качканарское, Гусевогорское), ванадий-железо-медные (Волковское), 12 – скарново-магнетитовые и медно-магнетит-скарновые (Естюнинское, Высокогорское, Благодать), 13 – медно-порфировые (Салаватское), 14 – медно-порфировые и молибден-медно-порфровые (Мичуринское, Биргильдинское), 15 – золо-

то-сульфидно-кварцевые (Татарка), 16 – золото-кварцевые и золото-сульфидно-кварцевые (Суундукская группа), 17 – вольфрам-молибденовое (Дрожиловское), 18 – золото-сульфидно-кварцевое (Варваринское), 19 – железо-скарновые (Тарутинское, проявления Варваринского узла), 20 – медно-колчеданные и медно-цинково-колчеданные (Сибай, Учалы, Узельга), 21 – золото-барит-колчеданно-полиметаллические (Джусинское), 22, 23 – золото-полисульфидно-кварцевые (Кочкарь, Берёзовское), 24 – турмалин-сульфидно-кварцевые (Кумакская группа), 25 – скарново-магнетитовые (Степнинское, Магнитогорское), 26 – медно-порфировые (Верхнеуральское), 27 – медно- и медно-железо-скарновые (Вадимо-Александровское, Песчанские, Круглогорское, Гумешевское), 28 – золото-сульфидные с сурьмой и ртутью (Воронцовское), 29 – бокситовые (месторождения СУБРа), 30 – золото-кварцевые (Пещерное), 31, 32 – месторождения Валерьяновского ВПП: 31 – медно-молибден-порфировые (Бенкала), 32 – скарново-магнетитовые (Соколовское, Сарбайское). Усл. обозн. геологических формаций см. рис. 10.2. Римскими цифрами обозначены структурно-формационные зоны и комплексы, показанные на рис. 10.1 и 10.2.

позже Л. П. Зоненшайном с соавторами [109]. Однако в отличие от упомянутых исследователей мы исходим не из простой модели перехода линейного рифта в океан в связи с подъёмом только линейного мантийного диапира и формирования по окраинам океана зон субдукции вследствие спрединга в осевой части бассейна. Наличие западной пассивной и восточной активной окраин Уральского квазиокеана приводит к выводу о развитии тектоники Урала в результате взаимодействия двух типов астеносферных поднятий («диапиров»): линейного вала на западе (в современных координатах), на месте Тагильского «прогиба», и овальных мегакуполов (ячей) на востоке, на месте современного Зауралья, Казахстана и Западно-Сибирской низменности [26]. Кроме того, в развитии Тагильского рифтогена имели место сдвиговые усилия, приводившие к возникновению обстановок pull-apart.

Развитие Тагильского рифта над линейным валообразным астеносферным поднятием привело в конце ордовика к утонению и раскалыванию континентальной коры, подъёму и обнажению габбро-гипербазитового слоя, т. е. переходу развития рифта в Уральский квазиокеан. Его Восточно-Европейскому и Зауральскому бортам, вероятно, соответствовали клинообразно в разрезе сужающиеся в сторону квазиокеана континентальная и субконтинентальная коры с ордовикскими рифтогенными карбонатными и терригенно-сланцевыми комплексами, отодвинутыми в стороны от оси спрединга, фиксируемой ордовик-раннесилурийской офиолитовой ассоциацией.

В современной геологической структуре Урала рифтогенные и квазиокеанические комплексы ордовика–силура надвинуты на комплексы западной пассивной окраины Уральского квазиокеана, а на востоке ограничены крутонаклонной пластиной серпентинитов, подстилающей квазиокеанические комплексы. Неметаморфизованные члены офиолитовой ассоциации, служащие основанием Алапаевско-Теченского СФК, на востоке срезаны Челябинским разломом (см. рис. 11.1). Таким образом, первичные естественные западные и восточные границы ордовик-силурийского рифтогена, квазиокеана не наблюдаются. Для понимания особенностей ордовик-силурийской тектоники Тагильского «прогиба» необходимо рассмотреть некоторые его структурные элементы.

В современной геологической структуре Урала граница между областями распространения Западно-Тагильского и Восточно-Тагильского СФК, т. е. между соответствующими СФЗ, проходит под косым углом к линии простирания интрузивных массивов Платиноносного пояса дунит-клинопироксенит-габбровой формации. По всей вероятности, такое современное несогласие простираний не было присуще древним простираниям названных структурных элементов вплоть до позднего силура. Дело в том, что интрузивы Платиноносного пояса представляют собой серию лакколитов, наклонённых сейчас к восто-

ку. Ножки (корни) лакколитов, которые должны иметь обратное – западное – падение, у массивов практически не сохранились, за исключением Кытлымского. Есть основание полагать, что ножки лакколитов располагались ранее вдоль линии, параллельной простиранию Тагильского рифтогена (или вдоль зоны сдвига). Это свидетельствует о том, что простирание структурно-формационных зон силура отклонялось против часовой стрелки от простирания толщ в современной геологической структуре Урала, т. е. оно было северо-северо-западным. Данный вывод имеет два важных следствия.

Во-первых, при близмеридиональном современном простирании пород в южном направлении мы входим постепенно в более западные части СФЗ. То есть если на севере территории формационные комплексы характеризуют восточную часть Уральского квазиокеана и его соответствующую окраину, то в направлении к югу они должны сменяться комплексами, более приближёнными к осевой части бассейна (разумеется, в пределах одного и того же современного тектонического блока).

Во-вторых, если позиции рифтогенных и квазиокеанических структур существенно отклоняются от экстраполированного направления, то это должно служить предметом особого тектонического анализа. Таким отклонением характеризуется позиция Сакмарской (Блявинской) и Гайской подзон относительно их Тагильских аналогов. Причина отклонения, как показывают палеореконструкции, связана с субдуцированием толщ западной части Уральского бассейна, подъёмом восточного блока и сползанием последнего на юге Урала в западном направлении на формационный комплекс Присакмарской зоны. Рассмотрим отдельные структурные элементы, позволяющие провести палеотектонические реконструкции.

Важным для понимания особенностей тектонического развития Тагильского «прогиба» и Урала в целом является полоса динамометаморфизма пород додевонского возраста, в которую попадают колчеданные месторождения им. III Интернационала, Красноуральское, Дегтярское и др. В районе месторождений им. III Интернационала, Красноуральское западная и восточная части полосы динамометаморфизма интерпретируются как крылья асимметричной синклинали, у которой западное крыло нормальное, а восточное опрокинуто [134]. Формирование зоны рассланцевания, очевидно, связано с погружением (субдуцированием) пород к востоку и их расплющиванием в зоне субдукции. Есть основание полагать, что амплитуда складки была весьма большой, так как зона регионально метаморфизованных силурийских пород (зелёных сланцев) выходит к востоку от Серовской полосы серпентинитов в западном крыле Салдинской антиформы. То есть в ядре антиформы выходит эдуцированная зона субдукции. Восточное же крыло Салдинской антиформы слагает Алапаевско-Теченский СФК, сходный с Краснотурьинским, сложенный породами, не подвергшимися региональному метаморфизму.

Принимая во внимание наличие Западно-Сибирской и Казахстанской глубинных ячеистых конвективных систем, определяющих структуру восточной активной окраины Урала в виде двух дуг, вероятным представляется подток под них сиалических масс по типу глубинного покрова пеннинского типа (глубинная обдукция). При этом фронтальные части покрова перекрывали формирующуюся одновременно с ним зону субдукции, а тыльные и более глубинные сиалические массы блокировали зону субдукции, приводя в конечном счёте к задиранию замка субдукционной синклинали вверх и последующему извлечению его на поверхность (т. е. к эдукции) совместно с обдуцированными сиалическими массами. Подобный процесс был описан в главе 10 для территории Кубы. Этим, по-видимому, объясняется наблюдаемое в Восточно-Уральском поднятии сочетание регионально метаморфизованных силурийских вулканогенных и ордовикских терригенных пород с более древними сиалическими метаморфическими

породами, которые перекрываются девонскими порфиритовыми формациями базальтоидно-андезитоидного состава. При отсутствии последних время извлечения метаморфических пород из глубины становится неопределённым и может быть связано с антиформными поднятиями в позднем палеозое.

К северу от 56° с. ш. до Полярного Урала включительно дугообразная конфигурация периферии Западно-Сибирской конвективной ячеи обусловила то, что девонский вулкано-плутонический пояс территории, описанный Р. Г. Язевой и В. В. Бочкарёвым [283], имеет несогласную ориентировку по отношению к прямолинейной ориентировке более раннего по заложению Тагильского отрезка Уральского квазиокеанического бассейна. Однако в позднем палеозое на дугообразную структуру было наложено прямолинейное антиформное поднятие с батолитами калиевых гранитов.

К югу от 56° с. ш. на тектоническое развитие прямолинейного Уральского квазиокеанического бассейна оказала существенное влияние Казахстанская ячеистая конвективная система. Реконструкция геологической структуры этой части Урала на определённых временны́х отрезках её развития разными исследователями представляется по-разному. Неоднозначность трактовок обусловлена рядом обстоятельств. Во-первых, фиксистскими или мобилистскими подходами. Во-вторых, неоднозначностью определения характера контактов толщ – стратиграфического или тектонического (аллохтонного) налегания, а отсюда неоднозначностью возрастных датировок толщ, интерпретированных по соотношению их с датированными фауной толщами. В-третьих, трудностью определения возрастных перерывов между толщами, в залегании которых не фиксируется резких угловых несогласий. До сих пор не все исследователи учитывают многочисленные аллохтонные блоки, выявленные М. А. Камалетдиновым, Т. Т. Казанцевой, Ю. В. Казанцевым и др. Вместе с тем наличие одних аллохтонных пластин вполне обосновано пробуренными скважинами, существование других неизбежно следует из сопоставления формационных комплексов и фаций в соседствующих тектонических блоках. Кроме того, без учёта аллохтонной природы ряда тектонических блоков весьма трудно понять причину явной дисгармонии состава формационных комплексов чехла и фундамента.

В современной геологической структуре южной части Урала выделяется серия блоков, сложенных разными палеозойскими структурно-формационными комплексами (см. рис. 11.1, 11.2). На западе расположена серия аллохтонных блоков: Медногорский (Блявинский), Крака и др. (на рис. 11.1 показан только первый из них), которые надвинуты на верхнедевонско-нижнекарбоновую зилаирскую свиту, соответствующую флишевой формации. Медногорский блок, сложенный Блявинским СФК, на юго-востоке тектонически налегает, кроме того, на базальт-терригенную формацию (нижне-среднеордовикскую кураганскую свиту) [222]. Несмотря на то что Блявинский СФК развит сейчас западнее Присакмарского СФК, сравнение их составов позволяет заключить, что первый из них накапливался ближе к восточной окраине Уральского квазиокеанического бассейна. Об этом свидетельствует наличие в Блявинском СФК девонских субщелочных вулканитов чанчарской свиты, а также присутствие рудопроявлений медно-порфирового облика, не характерных для СФК центральной части упомянутого бассейна и его западной (пассивной) окраины.

В современной геологической структуре Урала Блявинский колчеданоносный СФК отделён от остальных раннепалеозойских колчеданоносных комплексов ядром антиклинория Урал-Тау (Центрально-Уральского поднятия). Рядом исследователей [109] Блявинский СФК рассматривается в качестве самостоятельной позднеордовикско-силурийской Сакмарской островной дуги, перерастающей позже в Ирендыкскую и Магнитогорскую дуги, находящиеся на западной окраине Уральского океана при западном падении зоны субдукции. Однако такой вывод недостаточно обоснован

из-за отсутствия фактов, доказывающих субдукцию в западном направлении в ордовике–силуре. Кроме того, на 55° с. ш. западнее Ирендыкского СФК отмечается южное продолжение Краснотурьинского СФК с соответствующими для последнего типами месторождений. Это подтверждает принадлежность упомянутых выше СФК к восточной окраине Уральского бассейна, в том числе бывшего Блявинского СФК.

Блявинский СФК более правомерно относить к западному фрагменту тектонической пластины, аллохтонно налегающей на разные части раннепалеозойской офиолитовой ассоциации. Восточной частью той же пластины можно считать Бурибайский блок к западу от Гайского СФК. Медногорский (Блявинский) и Бурибайский блоки разобщены антиформным поднятием, которое носит название Урал-Тау, а на юге выражено Эбетинской антиформой. Ядро Эбетинской антиформы сложено автохтонными нижнеордовикскими песчаниками и более древними породами, принадлежащими к западному континентальному склону Уральского бассейна. Породы континентального склона несогласно перекрыты флишем зилаирской свиты D_3–C_1. Расположенная выше аллохтонная пластина сложена офиолитовой ассоциацией и образует сжатую лежачую антиклиналь с замком, обращённым к западу [186]. Крылья и осевая поверхность складки также антиформно изогнуты наложенной Эбетинской складкой. Присакмарский СФК залегает в восточном крыле антиформы.

К следующей пластине, разобщённой ядром антиформы, относятся названные выше Медногорский (Блявинский) и Бурибайский колчеданоносные блоки. Их корреляция, помимо структурных соотношений, включает принадлежность к контрастной колчеданоносной формации, силурийский возраст блявинской и баймак-бурибайской свит. Упомянутая антиформа образовалась, вероятнее всего, в позднем палеозое, когда на Урале развились постшарьяжные («постколлизионные») поднятия. Антиформой деформирована поверхность шарьяжей древних пород, залегающих на отложениях зилаирской свиты.

Следующим блоком Южного Урала, расположенным восточнее, является блок, сложенный Гайским СФК. Он надвинут на Бурибайский и Присакмарский блоки, имея тектонически срезанное основание. Восточная граница Гайского СФК также имеет тектоническое ограничение: на севере на него надвинут Ирендыкский СФК, а на юге он граничит с опущенным блоком, представленным Сибайским СФК. Таким образом, первичная ширина площади распространения Гайского СФК является неопределённой. Очевидно, она была существенно большей, если сравнить Гайский СФК со сходными по строению нижними частями Восточно-Тагильского и Краснотурьинского СФК. Есть основание предполагать, что рудоносная толща Гайского месторождения после её субдукции была извлечена из глубины в западном борту Восточно-Уральского поднятия (ВУП). Основанием этого служит то, что, согласно исследованиям И. В. Викентьева, у Гайского, Дегтярского, Джусинского месторождений имеются сходные составы руд и степень их регионального метаморфизма. Если к этому добавить, что Джусинское месторождение локализовано в фундаменте вулкано-плутонического пояса в западном борту ВУП, где фундамент ВПП перекрыт неметаморфизованными породами ирендыкской свиты, а почти на той же широте к западу находится Гайское месторождение с такой же ассоциацией пород и руд, но не в фундаменте ВПП, а в смещённом на запад аллохтоне, то получим естественное соотношение геологических структур.

Изучение позиции и особенностей строения блоков к востоку от восточной границы Гайского СФК (Калиновского разлома) позволяет выявить важные черты раннепалеозойской тектонической истории развития Южного Урала. К такому заключению побуждает и следующее.

Ирендыкский СФК на севере контактирует с однородными базальтами ордовик-раннесилурийской поляковской свиты. Есть основание полагать, что в промежутке между ранним силуром и эйфелем на территории первичной позиции Ирендыкского СФК происходили существенные подня-

тия и денудация накопившихся толщ. Вероятно, что совместно с Ирендыкским СФК, но менее глубокий размыв перед эйфелем претерпел и расположенный к западу Гайский СФК, а продукты их размыва и обрушения попали в девонскую шандинскую свиту, надстраивающую Сакмарский СФК. В обломки попали глыбы биогермных известняков, чёрные кремни, базальты, диабазы, габброиды, плагиограниты, кварцевые диориты, кремнистые аргиллиты, песчаники, кроваво-красные яшмы [9]. Сохранившие подушечное строение базальтовые лавы поляковской свиты, отсутствие в них кристаллизационной сланцеватости свидетельствуют о размыве надсубдукционного блока вблизи Ирендыкского СФК.

Большее поднятие и более глубокий предэйфельский размыв характерны для блоков, расположенных восточнее, имеющих тип СФК Восточно-Уральский, Варненский, Денисовский (см. рис. 11.1, 11.2), в которых девонская порфиритовая формация налегает на ордовикские и более древние толщи или на регионально метаморфизованные в зоне субдукции и позже эдуцированные океанические силурийские комплексы. Вероятно, что процесс существенного подъёма Восточного Урала обусловил появление олистоплаков ордовикских и силурийских кремнистых пород и базальтов среди утягуловской свиты пражского яруса нижнего девона [9] в соответствующей толще Сакмарского СФК. В отличие от Северного и Среднего Урала на Южном Урале на территории Восточно-Уральского поднятия почти не сохранились силурийские неметаморфизованные (в надсубдукционной позиции) породы.

Описанные особенности доэйфельской структуры Урала, свидетельствующие о существующих поднятиях перед началом накопления эйфельской базальт-андезибазальтовой формации, могут объяснить смещение раннепалеозойских СФК (Сакмарского, Гайского, Ирендыкского) к западу относительно сходных с первыми двумя Западно-Тагильского, Восточно-Тагильского, нижней части Краснотурьинского СФК. Вывод о смещении следует из того, что граница между отмеченными выше СФК и соответствующими им структурно-формационными зонами, если их протрассировать с севера на юг, южнее 55° с. ш. резко отклоняется к западу на амплитуду около 150 км. Если учесть современное наклонное залегание нижнепалеозойских толщ, то эта амплитуда может возрасти вдвое. Вывод о главной роли механизма сползания, а не иного типа (сдвига, раздвига) следует из ряда фактов. Представлению о сдвиге противоречит отсутствие сходного смещения на территории Восточно-Уральского поднятия. Против главенствующей роли раздвига (хотя такой и имел место) вдоль Магнитогорского бассейна («прогиба») при накоплении живетской риолит-базальтовой формации (входящей в состав Сибайского и Восточно-Магнитогорского СФК) свидетельствует факт налегания (возможно, тектонического) отмеченной формации на вулканотерригенные породы ирендыкской свиты. Это подтверждается скважиной, пробуренной севернее г. Учалы. На малую роль раздвига указывают отсутствие офиолитовой ассоциации этого времени и разрыва в поле распространения ирендыкской свиты на севере Магнитогорского «прогиба». На сползание блока, включающего Сакмарский, Гайский, Ирендыкский СФК, и отрыв его от магматических корней указывает прекращение магматизма на его территории в живете и фране, в то время как на севере и востоке Урала магматизм продолжался.

Таким образом, серия структурно-формационных зон с Сакмарским, Гайским, Ирендыкским СФК образовала внешнюю, невулканическую в среднем палеозое, островную дугу. Для таких структурных соотношений можно провести аналогию между позицией Сакмарской зоны и, в частности, её Медногорского блока, наиболее близкого к бассейну с корой океанического типа, относительно Востока Урала. Подобное имеет место в современной позиции о. Кипр, сползшего с Тавра юга Турции (см. гл. 9).

Обсуждая вопрос о раннепалеозойском развитии восточной активной окраины Уральского линейного квазиокеанического

бассейна, рассмотрим геологические свидетельства позиции зоны субдукции и магматических дуг.

Исследование палеозойской субдукции на Урале сталкивается с рядом проблем, в том числе с разным пониманием сути этих геодинамического и тектонического явлений. Под зоной субдукции одни исследователи понимают, прежде всего, глубинный разлом, сопоставимый с зоной Беньофа, которая ранее определялась на примере очагов землетрясений на окраине запада Южной Америки. Большинство рассматривают зону субдукции Урала как погружение литосферной плиты с океаническим типом коры под территорию с островодужной или окраинно-континентальной корой. Нами же зона субдукции рассматривается как синклиналеобразное погружение под конвективную ячею, что изложено в главах 3 и 6.

Когда начали говорить о субдукции применительно к Уралу, то возникла дискуссия о направлении падения зоны на запад или на восток. Ряд исследователей (П. Ф. Сопко, И. Б. Серавкин, Р. Г. Язева и др.) на материале геохимической изменчивости магматических формаций обосновали восточное падение зоны Беньофа на Урале в палеозое, подразумевая аналогию её с зоной субдукции. Существует немало представлений о том, что Главный Уральский разлом выражает зону субдукции, например в работе [111]. Эту точку зрения не разделяют другие исследователи [28, 269], относя данный разлом к главной поверхности шарьирования образований Востока Урала на западную территорию, при этом по-разному трактуя суть субдукции. Кроме того, исследователи, придерживающиеся концепции тектоники плит, представляют её единой с севера на юг, а не как сочетание разных звеньев, связанных с конвективными ячеями Западной Сибири и Казахстана. Рассмотренная выше сложная картина размещения разных СФК в современной тектонике Урала, осложнённая шарьяжами, не позволяет достоверно наметить позицию зоны субдукции. Вместо этого приходится анализировать её фрагменты, представленные вынесенными из глубин комплексами пород, претерпевшими региональный метаморфизм с развитием кристаллизационной сланцеватости.

Регионально метаморфизованные комплексы коры океанического типа в виде полосы по западной границе Краснотурьинской СФЗ могут представлять как выход пород зоны субдукции, имеющей восточное падение, так и результат надвига (шарьяжа) толщ к западу. Полоса косо пересекает границу Западно-Тагильской и Восточно-Тагильской СФЗ, отклоняясь на юге к западу, т. е. входит в более удалённые от восточной окраины континента части бассейна. Примерно на 56° с. ш. данная зона динамометаморфизма подходит к Главному Уральскому разлому и южнее 55° с. ш. не прослеживается, возможно, уходя своей южной частью под аллохтонные пластины, которые относят к Магнитогорскому «прогибу».

На Южном Урале подобные силурийские регионально метаморфизованные базальты, серпентиниты по породам дунит-гарцбургитовой формации, филлиты ордовика присутствуют в Восточно-Уральском поднятии, на его восточном склоне, и в Денисовской зоне, подобно тому, как и в ядре Восточно-Уральского поднятия на Среднем и Северном Урале. Такая позиция регионально метаморфизованных пород, по всей вероятности, отвечает позиции зоны (или зон) эдукции, т. е. извлечения субдуцированных толщ из глубины. Всё это указывает на то, что нельзя параллелизовать зону субдукции с Главным Уральским разломом, хотя он и ограничивает надсубдукционный блок на юге территории, но отражает более позднее надвигание упомянутого блока на породы западного континентального склона Уральского бассейна. Как отмечено выше, надсубдукционный Сакмарский блок контактирует с толщами этого континентального склона.

Южноуральский отрезок зоны субдукции мог отличаться от североуральского, так как их развитие, очевидно, спровоцировано разными (Казахстанской и Западно-Сибирской) ячеистыми конвективными системами, о чём свидетельствует омоло-

жение начала сходных процессов ВВП к югу (раннедевонских на севере, эйфельских на юге). С подъёмом масс в Казахстанской ячее, очевидно, связан крупный преддевонский перерыв осадконакопления на западе Казахстана. С подтоком мощных континентальных масс со стороны Казахстана логично связывать блокирование зоны субдукции. В результате подтока казахстанской части литосферы осуществлялся подъём субдуцированных пород вместе с надсубдукционной (обдукционной) частью активной окраины и произошло последующее развитие вулкано-плутонического пояса, в который входили среднедевонские формации Восточно-Уральского поднятия и Денисовской зоны.

Северная часть Урала (от Среднего до Полярного) развивалась в девоне под воздействием Западно-Сибирской конвективной ячеи. Здесь не фиксируется такого интенсивного, как на юге, поднятия, частично сохраняются риолит-базальтовая и андезидацитовая колчеданоносные формации над зоной глубинной обдукции сиалических масс, наплывавших с востока. Не фиксируется сползшего блока, подобно Сакмарско-Гайско-Ирендыкскому. Вместо этого по окраине поднятия формировался барьерный риф с периодическим накоплением на известняках переотложенных кор выветривания, образовавших бокситы СУБРа. На поднятом блоке развился девонский краевой вулкано-плутонический пояс. Его характеристике соответствует входящий в него Ауэрбаховский магматогенно-рудный узел, описанный в разделе 7.3.5.

Многие исследователи относят уральские ранне- и среднепалеозойские колчеданоносные риолит-базальтовую и андезидацитовую формации вместе с последующими порфиритовыми формациями к островодужным. Что касается первых двух, то это вряд ли правомерно, поскольку сами вулканогенные формации и связанные с ними колчеданные месторождения подвергаются субдукции и сопряжённому с ней региональному метаморфизму. Определение же девонских порфиритовых формаций, развивающихся в надсубдукционном блоке, как «островодужные» или «окраинно-континентальные» зависит от обоснования наличия или отсутствия в их тылу окраинного моря. При отсутствии таких данных предпочтительнее, вслед за А. Митчеллом и М. Гарсоном [171], использовать термин «магматические дуги», соответствующие развитию краевых вулкано-плутонических поясов. Слово «краевой» подразумевает, согласно А. А. Богданову [63], развитие на краю складчатой области, а не обязательно на краю континента, как трактуют некоторые исследователи. Высказанные представления близки к положениям А. В. Пейве и его коллег [244], относивших риолит-базальтовую формацию к океанической стадии развития тектонических систем. Андезидацитовая формация знаменует кальдерный этап развития тех же вулканов, продукты докальдерной стадии которых относят к риолит-базальтовой формации. Обе формации подвергаются субдукции и не относятся к островодужным.

Среднепалеозойская история развития на юге начинается с воздействия краевых эффектов Казахстанской конвективной ячеи на структуры Урала, которые продолжали рифтогенное развитие, формируя междуговой бассейн над линейным мантийным валом. Этот междуговой бассейн – Магнитогорский рифтоген, выраженный Сибайской СФЗ, а на восточным его склоне – Восточно-Магнитогорской СФЗ с соответствующими СФК (см. рис. 11.2). Дискуссионна первичная позиция СФК, слагающего сейчас Центрально-Магнитогорскую зону. Ю. В. Казанцевым с соавторами [117] убедительно показана принадлежность этого СФК к аллохтонной пластине: в карьере Магнитогорского месторождения скважина № 2056, пройдя породы карбона и вулканиты позднего девона, на глубине 600 м вскрыла известняки с фауной визе, которые прослежены до глубины 1800 м.

Есть основание полагать, что первоначально Центрально-Магнитогорская пластина была расположена на склоне Восточно-Уральского поднятия. На это указывает то,

что в основании пластины, там, где она перекрывает северную часть Сибайской СФЗ, широко проявлена не свойственная последней живетская андезидацитовая формация. Эта формация, а также габбро-сиенитовые массивы, например Степнинский, совместно с турне-визейской трахибазальт-андезибазальтовой формацией и скарново-магнетитовыми проявлениями присутствуют в центральной части Восточно-Уральского поднятия. В промежутке между Магнитогорской пластиной и Восточно-Уральским поднятием, а именно в колчеданоносной Восточно-Магнитогорской зоне и расположенной к востоку от неё Гумбейской зоне, отсутствуют нижнекарбоновые толщи и корни габбро-сиенитовых массивов. Из этого можно заключить, что аллохтон Центрально-Магнитогорской зоны (вместе с группой магнетитовых месторождений) ранее размещался восточнее Восточно-Магнитогорской зоны и принадлежал к раннекарбоновому вулкано-плутоническому поясу. Основание этого пояса в значительной мере представлено эдуцированными силурийскими и более древними образованиями, попавшими в зону субдукции-обдукции, а также образованиями девонского краевого вулканического пояса.

Другая, более восточная, супензона карбонового ВПП – Валерьяновский пояс. Он представлен ассоциацией поздневизейско-серпуховской группы андезитоидных формаций и габбро-гранитоидных формаций раннего–среднего карбона. Фундаментом пояса служили сиалические массы континента.

Следующий очень важный в истории развития структуры Урала этап привёл к латеральному совмещению разных СФК. Этот этап с позиций плейт-тектоники именуют коллизионным, хотя с неменьшим основанием его можно считать результатом шарьирования и постшарьяжной адвекции, приводящей к образованию калиевых *s*-гранитов. Точное время начала совмещения установить трудно. Во всяком случае, на западе совмещение проходило после раннего турне, так как в Кракинском аллохтоне пластины гипербазитов налегают на породы зилаирской свиты фамена–нижнего турне [109]. Можно допустить, что совмещение началось на завершающих стадиях формирования Валерьяновского вулкано-плутонического пояса. Однако большинство фактов говорит о том, что оно протекало в среднем и, возможно, позднем карбоне. На это указывает общий подъём восточной части Урала и Зауралья относительно западных частей территорий, что фиксируется в целом по уменьшению крупности обломков в среднекарбоновых терригенных породах в западном направлении, а в самой западной Бельско-Елецкой зоне по появлению флишоидов этого возраста после карбонатных осадков серпухова.

Совмещение («коллизию») правомерно связывать с подъёмом Зауральско-Казахстанского на юге и Западно-Сибирского на севере мантийных (астеносферных) поднятий и сползанием с их флангов верхней части земной коры в западном направлении. Тектоническим следствием этого стала обдукция (шарьирование) комплексов океанической и переходной стадий развития Урала на континентальный Восточно-Европейский блок по Главному Уральскому разлому. Фронтальная часть этого крупнейшего аллохтона к настоящему времени уничтожена эрозией, остались фрагменты в виде частных аллохтонов, например Кракинского, Медногорского. В результате западной обдукции Западно-Тагильская зона и её Сакмарская (Блявинская) подзона были латерально совмещены с Зилаиро-Лемвинской зоной, что демонстрируют разрезы Медногорского и Кракинского аллохтонов и подстилающего автохтона.

Обдукция вулканических комплексов на континентальные осадочные привела к гравитационной неустойчивости системы. Вызванный этой неустойчивостью подъём менее плотных масс сквозь перекрывающие более плотные осуществлялся в двух видах: во-первых, в виде подъёма многочисленных палингенных гранитоидных батолитов лейкогранитовой формации

(*s*-гранитов); во-вторых, в виде антиформных и горстовых поднятий осадочных толщ автохтона и перекрывавших их частей аллохтона, сложенных породами пониженной плотности.

Важная роль в формировании структуры Урала, современной позиции и формы залегания продуктивных на рудные полезные ископаемые раннепалеозойских и среднепалеозойских СФК принадлежит позднепалеозойским антиформам и горст-антиклинальным блокам, усложняющим структуру шарьяжей. Эти антиформные структуры получили у исследователей разные собственные наименования антиклинальных зон, мегантиклинориев. К главным из них относятся Башкирское поднятие и антиклинорий Урал-Тау, Салдинско-Верх-Исетский, Ильменско-Сысертский, Камышлово-Кваркенский, Восточно-Мугоджарский (Зауральское поднятие) «антиклинории». Они развивались в позднем карбоне–перми и позже на фоне общего сводового поднятия Урала.

Развитие антиформы Урал-Тау, захватившее Зилаиро-Лемвинскую зону автохтона, Сакмарскую (Блявинскую) и Гайскую подзоны аллохтона, продолжалось до юры. На это указывает налегание нижне-среднеюрских толщ в приосевой части антиформы на размытые толщи силура, фамена–турне при сохранении в крыльях антиформ нижнетриасовых отложений. С развитием серии антиформ, расположенных к западу от Главного Уральского разлома, очевидно, связано приобретение им крутого падения на восток, которое во время обдукции могло быть близгоризонтальным.

Весьма важным явлением, сопровождавшим рост антиформ, было гравитационное сползание с них аллохтонного этажа, породы которого в отдельных случаях образовали лежачие складки, приобретали опрокинутое залегание.

Опрокидывание аллохтонных пластин Восточно-Тагильского и Краснотурьинского комплексов к западу от Верх-Исетской антиформы описано ранее [43]. На формирование на Урале лежачих складок с опрокинутыми крыльями при движении аллохтонных пластин, подобно гусенице танка, указывал А. С. Перфильев [186]. Вероятно, к подобного рода образованиям относится опрокидывание Алапаевско-Теченского СФК на территории, расположенной в районе Адуйско-Мурзинского антиклинория с одноимёнными батолитами позднепалеозойских калиевых гранитов в его ядре (рис. 11.5, 11.6) [28].

Пластина, представленная породами дунит-гарцбургитовой формации и перекрывающими вулканитами, расположенными между Салдинским на западе и Адуйско-Мурзинским антиклинориями, участвует в синформной складчатости. На восточном крыле Адуйско-Мурзинского антиклинория наиболее крупные Алапаевский и Останинский массивы серпентинитов (по дунитам и гарцбургитам) находятся в опрокинутом залегании и осложнены пологой синформой. Опрокинутое залегание устанавливается по развитию под массивами остальных частей офиолитовой ассоциации – габбро, толеитовых базальтов. Обратную (перевёрнутую) последовательность напластования имеют и ниже развитые формации: колчеданоносная риолит-базальтовая и порфиритовая. Контакты формаций в ряде случаев тектонизированы (сорваны). Данные о верхе и низе пластов в колчеданоносной формации, определяемые по минеральной зональности руд в Сафьяновском месторождении, противоречивы, так как отражают синвулканические деформации и переотложения руд. Рассмотрение же геологической структуры окружения позволяет считать, что на этой территории имеет место сложный комплекс складчатых и разрывных структур, разрез которых схематично отображён на рис. 11.6.

В отличие от додевонских деформационных структур, несогласно перекрываемых вулканитами девонского краевого пояса, складки, показанные на рисунке, деформируют и вулканиты пояса, а аллохтоны надвигаются на отложения раннего карбона.

Салдинско-Верх-Исетский антиклинорий облекается пластиной с серпентинитами, которая в его ядре отсутствует. Очевидно,

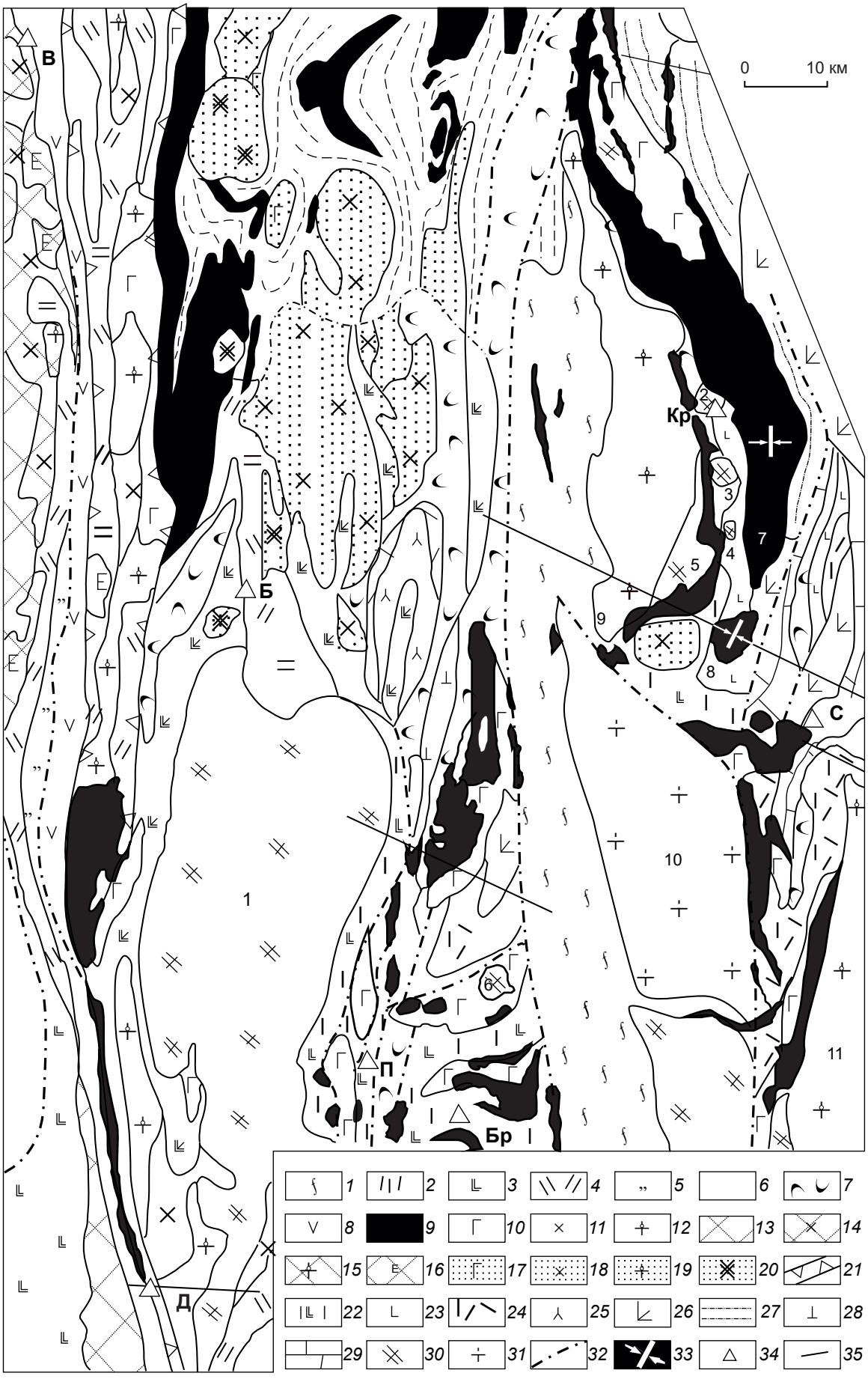

0 10 км
В
Кр
Б
С
П
Бр
Д
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11

Рис. 11.5. Геологическое строение и формационные комплексы Среднего Урала.
1 – континентальный комплекс, поднятый в антиформе: гнейсы биотитовые, двуслюдяные, амфиболовые с гранатом и силлиманитом, развитые по доордовикским породам; *2* – ордовикская метатерригенная формация; *3–22* – раннепалеозойские комплексы Уральского квазиокеана и его восточной окраины: *3–8* – формации Западно-Тагильского, Восточно-Тагильского и Краснотурьинского вулканогенно-осадочных комплексов (*3–5* – нижний, *6–8* – верхний субкомплексы): *3* – толеит-базальтовая, *4* – риолит-базальтовая, *5* – кремнисто-вулканотерригенная; *6* – базальт-андезибазальтовая (порфиритовая), *7* – вулканогенно-молассоидная с олистостромой, *8* – трахиандезит-трахибазальтовая; *9–12* – комплекс гипербазит-габбрового основания земной коры и сопряжённых с ним интрузивов: *9* – дунит-гарцбургитовая формация (основание аллохтонов), *10* – габброиды, *11* – диориты, *12* – плагиограниты; *13–16* – комплекс лакколитов дунит-клинопироксенит-габбровой формации и сопряжённых с ними дифференциатов и выплавок в Западно-Тагильской зоне: *13* – габброиды, *14* – диориты и тоналиты, *15* – плагиограниты, *16* – сиениты; *17–19* – комплекс ранне-среднедевонских синорогенных интрузивов Краснотурьинской СФЗ и Салдинского блока восточной континентальной окраины: *17* – габброиды, *18* – диориты и тоналиты, *19* – плагиограниты; *20* – габбро-диорит-гранодиоритовые массивы завершения (D_2) раннего орогенного этапа в Краснотурьинской СФЗ (плутонические магматогенно-рудные узлы); *21* – границы толщ регионального метаморфизма (S_2–D_1) в зоне субдукции, позже выжатых и надвинутых на запад по Турьинскому разлому (не показан на карте); *22* – рассланцованные ордовик-силурийские толеит-базальтовая, кремнисто-вулканотерригенная и глинисто-кремнисто-терригенная формации (субдуцированные квазиокеанические комплексы, впоследствии поднятые с глубины в девоне (?) и позднем палеозое в антиформах); *23–25* – нижний субкомплекс Алапаевско-Теченского (Каменского) комплекса вулканитов спорного возраста (силурийского, принятого в настоящей работе, ранне-среднедевонского, по [202]), формации: *23* – толеит-базальтовая, *24* – риолит-базальтовая, *25* – андезидацитовая; *26–30* – среднепалеозойский комплекс активной континентальной окраины Уральского бассейна, включая верхние субкомплексы Краснотурьинского и Алапаевско-Теченского комплексов: *26* – базальт-андезибазальтовая, *27* – олистостромово-флишевая, *28* – андезитовая (её риолитовая субформация), *29* – терригенно-карбонатная и карбонатная, *30* – адамеллит-гранитная формация завершения орогенного этапа (D_3–C_1) – адвективные поднятия золотоносного тоналитового слоя; *31* – лейкогранитная формация (C_2–P) – батолиты позднеорогенного (постшарьяжного) этапа; *32* – тектонические разломы; *33* – оси синформных складок; *34* – месторождения: медно-цинково-колчеданные (Д – Дегтярское, С – Сафьяновское), медно-кобальтовое (П – Пышминско-Ключевское), ванадийсодержащее медно-титаномагнетитовое (В – Волковское), золоторудные (Б – Быньговское, Бр – Берёзовское, Кр – Кривчанское); *35* – линии, по которым путём спрессовывания составлен схематический разрез геологической структуры Среднего Урала (рис. 11.6). Номера тел дунит-гарцбургитовой формации и иных интрузивных массивов: 1 – Верх-Исетский, 2 – Старокривчанский, 3 – Новокривчанский, 4 – Леневский, 5 – Малоклевакинский, 6 – Кедровский, 7 – Алапаевский, 8 – Останинский, 9 – Мурзинский, 10 – Адуйский, 11 – Рефтинский.

что эродированная часть продолжалась к востоку. К югу от перевёрнутой офиолитовой ассоциации Алапаевского и Останинского массивов отмечаются выходы той же ассоциации в нормальном, не опрокинутом залегании.

Выходы обрамляют с запада Рефтинский массив, имея западное падение, и с востока Адуйский массив, имея восточное падение. То есть синклинальное залегание этой части офиолитовой ассоциации между массивами как бы повторяет синформное осложнение перевёрнутой северной части. Так как офиолитовая ассоциация является атрибутом Уральского квазиокеанического бассейна, в частности его Тагильской части, то синклинальное замыкание двух пластин с нормальным и опрокинутым залеганием должно располагаться с запада (ближе к Тагильскому «прогибу»), а антиклинальный перегиб, приводящий офиолитовую ассоциацию в нормальное залегание, следует ожидать восточнее. Поскольку ось Алапаевско-Останинской синформы к югу сменяется осью синклинали между Рефтинским и Адуйским массивами, Рефтинский массив в намечаемой *Z*-образной складчатой структуре должен

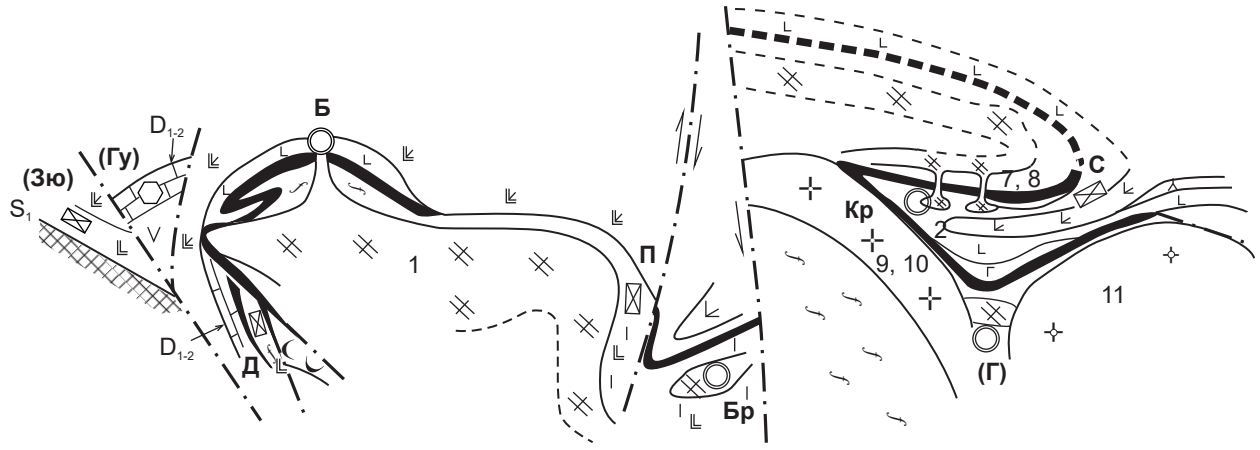


Рис. 11.6. Схема геологической структуры Среднего Урала и позиции в ней главных рудных месторождений.

Условные обозначения геологических формаций, номера интрузивных массивов см. рис. 11.5. Знаки типов месторождений аналогичны рис. 11.2. Месторождения: медно-кобальтово-колчеданные (Зю – Зюзельское, П – Пышминско-Ключевское), медно-цинково-колчеданные (Д – Дегтярское, С – Сафьяновское), медно-скарновое (Гу – Гумёшевское), золоторудные (Б – Быньговское, Бр – Берёзовское, Кр – Кривчанское (Сусанское), Г – Гагарское). В скобках указаны месторождения, расположенные за пределами площади рис. 11.5. Прерывистые контуры – предполагаемые контуры границ тел.

размещаться в самом низу. Крупной офиолитовой пластины, расположенной над Рефтинским массивом, на геологической карте нет. То есть верхняя нормально залегающая часть сползающей офиолитовой «гусеницы», очевидно, уничтожена эрозией.

Целой серией аллохтонных пластин, сползших к западу и востоку, сопровождался рост Суундукского антиформного поднятия (см. рис. 11.1). Характерным является Сухтелинский аллохтон, сложенный вулканогенными породами, подстилаемый пластиной серпентинитов. Аллохтонная природа блока фиксируется налеганием отмеченных серпентинитов на породы раннего карбона. Следы многочисленных аллохтонных блоков сохранились в виде фрагментов серпентинитовых пластин, разбросанных в поле нижнекарбоновых пород.

Есть основания полагать, что тектонический блок, расположенный к западу от г. Джетыгара, является аллохтонным, смещённым с Суундукского антиформного поднятия. Для этого блока характерно повторение взаимного между собой расположения гранитоидных интрузивных массивов, сходных с массивами автохтона. Блок обладает одной интересной особенностью: в нём под пластиной серпентинитов залегают ордовикские и рифейские породы, типичные для Восточно-Уральского поднятия. Автохтон же в Суундукском блоке сложен ордовикскими терригенными отложениями, которые были субдуцированы с запада. После подъёма Суундукского антиформного блока более древние находившиеся в надсубдукционной позиции породы сползли к востоку, образовав аллохтонный блок, размещённый теперь западнее г. Джетыгара. Субдуцированные же терригенные породы с редкими пластами базальтов оказались в ядре антиформы. При сходстве геологического строения антиформный блок в автохтонной позиции отличается пониженными значениями гравитационного поля, а аллохтонный блок – повышенными, отражающими гравитационное поле его постели [103].

Всё изложенное выше показывает, насколько сложной стала геологическая структура Урала, возникшая при сочетании геодинамических процессов – рифтогенеза, субдукции, эдукции, обусловившей появление раннеорогенных краевых поясов, а далее последующего шарьяжеобразования и позднего орогенеза. При этом и субдукция, сопровождаемая региональным метаморфизмом пород, и шарьяжеобразова-

ние приводили к существенным горизонтальным перемещениям, к перевёрнутым залеганиям толщ, недоучёт которых может повлечь за собой неверные трактовки определений возраста месторождений и тектонических соотношений.

Дополнительные представления об особенностях геодинамики, тектонического развития и металлогении Урала даёт изучение геологии Полярного Урала, которая также воспринимается исследователями по-разному. Ниже рассмотрим эти проблемы, а затем перейдём к общей минерагенической зональности Урала в целом.

11.3 ТЕКТОНИКА, ГЕОДИНАМИКА И МЕТАЛЛОГЕНИЯ ПОЛЯРНОГО УРАЛА

Полярный Урал является северным фрагментом той части минерагенического пояса, в котором на раннепалеозойский рифтоген (квазиокеанический бассейн) интенсивно повлияло развитие северной части Западно-Сибирской конвективной ячеи, практически ничего не оставив от его структуры, именуемой «Тагильским прогибом». Толщи «прогиба» были субдуцированы под Восточно-Уральское поднятие, потом извлечены из глубин (эдуцированы), создав фундамент ВПП, а далее смещены вместе с вулканитами и без них на запад, образовав серию шарьяжных пластин, налегающих на толщи континентального склона и шельфа края Восточно-Европейской платформы [40].

После ознакомления с геологическими формациями и структурно-формационными комплексами Южного, Среднего и части Северного Урала, описанными выше, легче понять эти категории на Полярном Урале. Здесь могут быть выделены формационно однородные по латерали вертикальные ряды геологических формаций. В отдельных случаях из-за сложной тектоники затруднительно чётко выделить формации. Тогда в единый комплекс приходится объединять серию сближенных тектонических пластин, условно по их составу давая им формационную характеристику, подобную той, которая при сопоставлении с южноуральскими разрезами была предложена в работе А. И. Шмидта [280]. Характеристика СФК в сжатой форме представлена в виде схематической карты (упрощённого варианта карты масштаба 1 : 500 000) размещения структурно-формационных комплексов в геологической структуре Полярного Урала (рис. 11.7) и в виде серии колонок, закрашенных определённым цветом, с указанием состава, тектонических соотношений друг с другом и позиции рудных месторождений (рис. 11.8). Для удобства прочтения смены состава стратифицированных формаций в их вертикальных рядах они в комплексе пронумерованы и перечень дан в легенде. Фрагментарные включения в комплексы, представленные интрузивами и месторождениями определённого типа, помещены на колонках в виде условных знаков.

Часть соотношений между толщами, которые объединяют стратифицированные образования (свиты или их серии), оказались дискуссионными. Для обоснования представленных на схеме тектонических соотношений обсудим эту проблему.

Тектоника. Многие исследователи выделяют на Полярном Урале докембрийскую островодужную систему. К этой системе, в частности, относят породы бедамельской серии, участвующие в сложении Оченырдского, Манитанырдского и других блоков. Эти блоки интерпретируются как антиклинали и антиклинории среди толщ палеозойского шельфа окраины Восточно-Европейской платформы [96].

Докембрийский возраст бедамельской серии (БС) обосновывали: наличием обломков пород БС в конгломератах, которые принимались за базальные при накоплении ордовикских свит; присутствием цирконов с кембрийским абсолютным возрастом в гранитоидах, рвущих бедамельскую серию; косвенным соотношением со свитами, где были обнаружены микрофоссилии докембрийского возраста, хотя руководящее значение последних не обосновывалось. Позже приводились факты, противоречащие такому истолкованию структурной позиции и возраста бедамельской

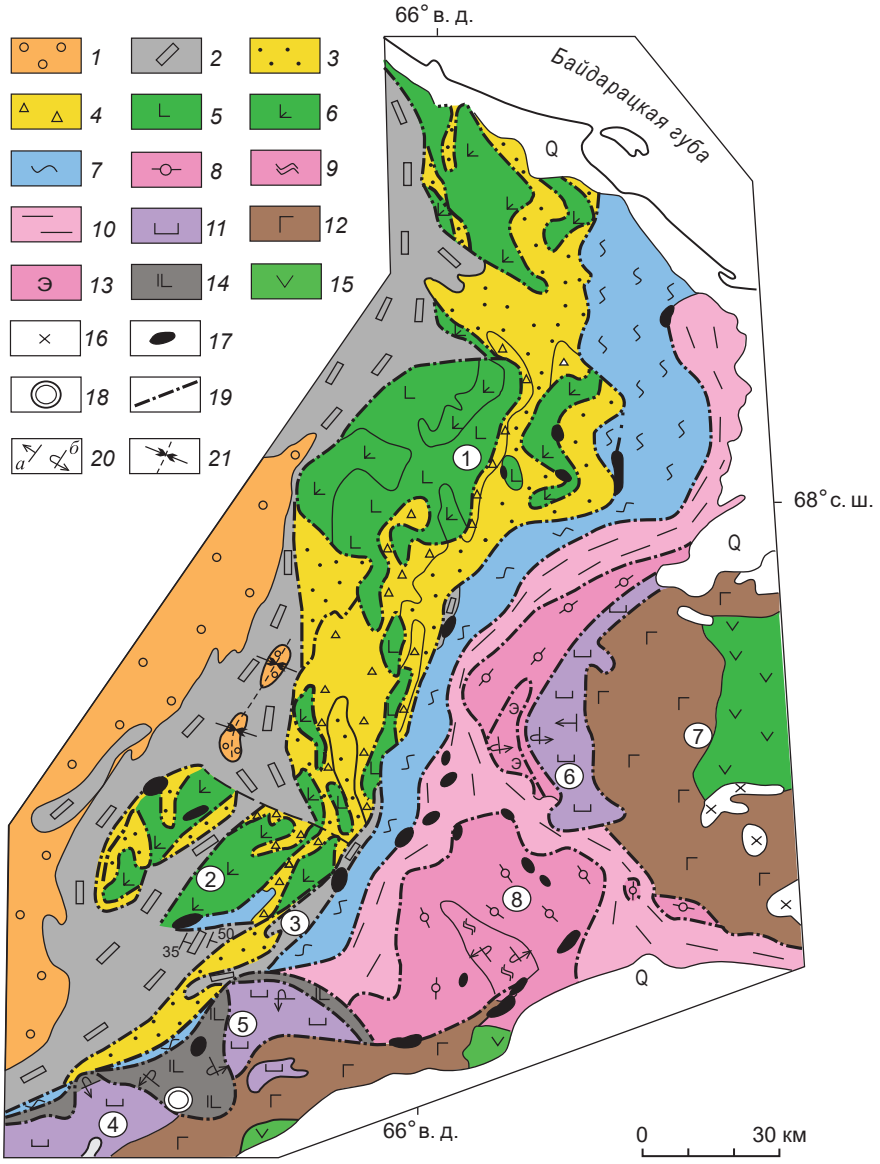


Рис. 11.7. Размещение структуро-формационных комплексов в геологической структуре Полярного Урала.

1, 2 – Елецкий автохтонный комплекс края Восточно-Европейской платформы: *1* – флишоиды позднего палеозоя, *2* – карбонатные толщи позднего силура–карбона; *3* – Тельпосский паравтохтонный комплекс континентального склона – карбонатно-терригенно-сланцевая толща ордовика; *4* – обломочная толща с олистостромами; *5, 6* – крупные блоки и клиппы бедамельского комплекса (серии): *5* – нижнепалеозойские осадочно-вулканогенные толщи, метаморфизованные в эпидот-амфиболитовой фации, *6* – андезибазальтовая порфиритовая толща девона; *7* – Орангский аллохтонный комплекс орангской песчано-алевролит-глинисто-сланцевой серии ордовика; *8–10* – паравтохтонный Харбейский комплекс (*8, 9*) и его обрамление (*10*): *8* – толща амфиболитов, гнейсов и мигматитов, *9* – парагнейсы, *10* – метатерригенная толща с мигматит-гранитами; *11–14* – аллохтонный Войкарско-Сыумкеуский комплекс метаморфизованной «океанической» литосферы, его члены: *11* – дунит-перидотитовый, *12* – габброидный, *13* – эклогитовый, *14* – осадочно-вулканогенный; *15, 16* – Новогодненский комплекс – ассоциация девонского ВПП: *15* – андезитовая толща, *16* – габбро-гранитоидные интрузивы; *17* – клиппы апогипербазитовых серпентинитов; *18* – колчеданно-полиметаллическое месторождение Тышор; *19* – разломы и границы шарьяжей; *20* – залегания нормальные (*а*) и опрокинутые (*б*); *21* – ось синклинали. Номера в кружках: 1, 2 – аллохтонные блоки: 1 – Оченырдский, 2 – Манитанырдский; 3 – Пайпудынское тектоническое окно; 4–6 гипербазитовые массивы: 4 – Войкаро-Сыньинский, 5 – Рай-Из, 6 – Сыум-Кеу; 7 – Щучьинский синклинорий; 8 – Харбейский кристаллический массив.

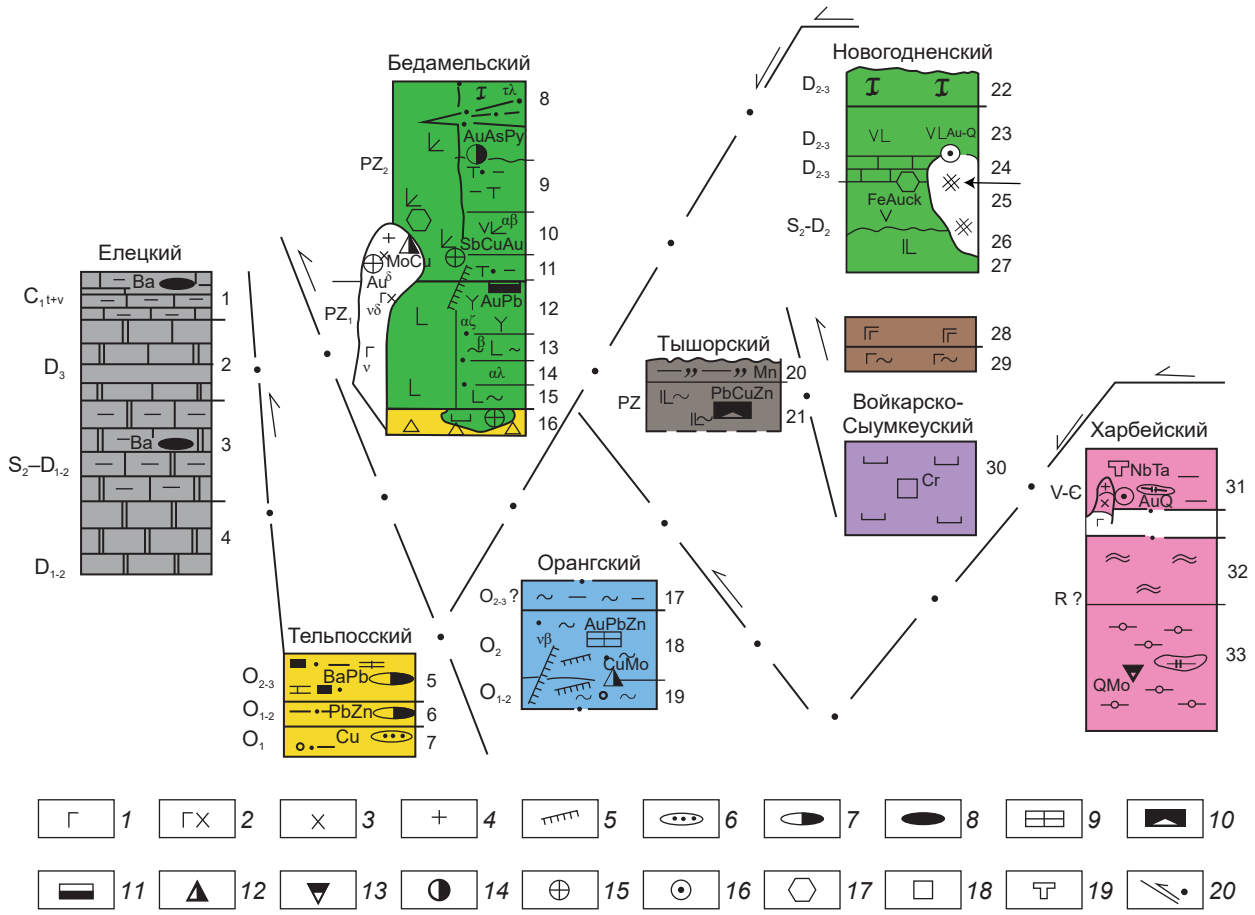


Рис. 11.8. Структурно-формационные комплексы Полярного Урала, их тектонические соотношения и позиция в них рудных месторождений.

Цветом на колонках выделены комплексы, под номерами дан состав их геологических формаций: 1 – углеродисто-карбонатная, 2 – известняково-доломитовая, 3 – углеродисто-известняково-доломитовая, 4 – известняково-доломитовая, 5 – углеродисто-терригенно-сланцево-карбонатная, 6 – карбонатсодержащая терригенно-сланцевая, 7 – конгломерато-песчано-алевролитовая, 8 – трахириолит-андезитовая и андезибазальтовая, 9 – туфогенно-сланцевая, 10 – андезибазальтовая, 11 – туфогенно-сланцевая, 12 – андезидацитовая, 13 – метабазальтовая, 14 – трахириолитовая, 15 – матабазальтовая (8–15 на колонке слева сгруппированы согласно карте, см. рис. 11.7), 16 – олистостромовая, 17 – филлитовидных парасланцев, 18 – алевролит-глинисто-сланцевая, 19 – пестроцветная песчаниковая, 20 – метавулканотерригенно-кремнистая, 21 – аповулканогенно-осадочных сланцев (совместно с метаморфизованной риолит-базальтовой и метатерригенно-углеродисто-сланцевой), 22 – дацит-трахириолитовая, 23 – андезит-базальтовая, 24 – известняковая рифогенная, 25 – андезибазальтовая, 26 – габбро-монцонит-гранитная, гранодиоритовая, 27 – базальтовая, 28 – габбро-плагиогранитная, 29 – пироксен-плагиоклазовых, амфибол-плагиоклазовых роговиков, 30 – дунит-гарцбургитовая, 31 – метатерригенная, мигматит-гранитная, 32 – парагнейсовая, 33 – амфиболит-гнейсовая и мигматит-гранитная.

Условные обозначения под колонками: *1–5* – интрузивные породы: *1* – габброиды, *2* – габбродиориты, *3* – диориты, *4* – граниты, *5* – габбродиабазы в дайках. Типы месторождений: *6–11* – стратиформные: *6* – медистых песчаников, *7* – свинцово-цинковый в карбонатных толщах, *8* – баритовый, *9* – колчеданно-полиметаллический в терригенно-сланцевых толщах (филизчайский тип), *10* – колчеданно-полиметаллический в осадочно-вулканогенных толщах, *11* – золото-барит-колчеданно-полиметаллический; *12–15* – прожилково-вкрапленных руд: *12* – молибден-медно-порфировый, *13* – молибден-кварцевый жильный и прожилково-вкрапленный, *14* – золото-сульфидный в вулканогенных толщах, *15* – золото-сульфидный в интрузивах и вмещающих породах; *16* – кварц-золоторудный жильный; *17* – золотосодержащий медно-магнетит-скарновый; *18* – хромитовый; *19* – тантал-ниобиевый; *20* – направление шарьирования одного комплекса на другой (наклон линии не означает направление падения поверхности шарьяжа).

серии [30]. Однако прежние представления продолжают использоваться в металлогенических построениях [106].

Группы фактов позволяют пересмотреть ранее принимаемые возраст, позицию БС и усомниться в существовании на Полярном Урале рифейской островодужной системы.

Первая группа фактов свидетельствует о том, что БС является аллохтонной по отношению к окружающим породам окраины Восточно-Европейской платформы (к Елецкому комплексу) и не представляет собой антиклинорных выступов среди них (см. рис. 11.6). Факты следующие: 1) в хребте Манитанырд под БС скважиной встречены карбонатные породы Елецкого комплекса, которые выходят также восточнее, в тектоническом окне по р. Бол. Пайпудына; 2) гравитационное поле над БС говорит об отсутствии магматогенного фундамента [53], а магнитное поле, характерное для Оченырдского блока, резко обрывается эрозионным контуром последнего; 3) к югу от так называемого Манитанырдского антиклинория отсутствуют периклинальные замыкания толщ Елецкого комплекса; 4) блоки БС сохранились в возвышенной части современного рельефа и в синформах, на продолжении осей синклиналей, сложенных породами Елецкого комплекса (блок Енганэ-Пэ); 5) для осей блоков БС не характерно врезание речных долин, что обычно распространено вдоль осей антиклиналей; 6) дайки габбродолеритов D_3–C_1, Sm / Nd возраст которых 366 ± 25 млн лет [199], в хребтах Манитанырд и Пайпудынском рассекают породы БС, но не прослеживаются в окружающих породах Елецкого комплекса.

Вторая группа фактов свидетельствует о том, что возраст БС не рифейско-кембрийский, а моложе: 1) в пятиметровом по мощности пласте осадочных пород между потоками метаморфизованных базальтов БС обнаружены палеозойские конодонты, а контакт БС с манитанырдской свитой $O_{1–2}$ не стратиграфический, а тектонический [198] и в ряде случаев в контактах БС с ордовикскими свитами Тельпосского комплекса присутствуют альпинотипные гипербазиты; 2) в БС входят как регионально метаморфизованные вулканиты эпидот-амфиболитовой фации, так и не подвергшиеся метаморфизму. Последние накопились после извлечения первых вулканитов, метаморфизованных до этого на глубине в зоне субдукции. Что касается кембрийского возраста цирконов в гранитах, прорывающих толщи БС, то он, вероятнее всего, отражает не время интрузивного процесса, а сложные изменения изотопной системы в минералах протолита, из которого позже выплавлялась кремнекислая магма.

Третья группа фактов позволяет заключить, что наиболее вероятным местом, откуда смещались аллохтонные блоки с БС, была территория, сопоставимая с Восточно-Уральским поднятием и расположенная восточнее зоны, представленной ныне гипербазитовыми массивами Рай-Из и Сыум-Кеу (Войкарско-Сыумкеуского комплекса). Факты следующие: 1) БС по сочетанию геологических формаций и их соотношениям аналогична сочетанию ордовик-силурийских терригенно-сланцевых и базальтоидных регионально метаморфизованных толщ, перекрытых девонскими неметаморфизованными порфиритовыми формациями южной части Восточно-Уральского поднятия; 2) эти толщи рассекаются и там и здесь поясами даек габбродолеритов D_3–C_1; 3) в БС размещены месторождения тех же рудных формаций, что и на Востоке Урала: золото-кварцевые и золото-сульфидные в вулканогенных толщах, молибден-медно-порфировые, золото-колчеданно-полиметаллические, бороносных скарнов; 4) на западное направление смещения блоков БС указывает западная вергентность складок практически во всех толщах, налегающих на Елецкий комплекс; 5) с этим же согласуется обилие клиппов альпинотипных гипербазитов, «разбросанных» в поле разных свит, расположенных восточнее блоков БС, что, вероятнее всего, связано с растаскиванием блоков, сорванных с гипербазитовых массивов зоны Рай-Из – Сыум-Кеу (что аналогично растащенным

клиппам гипербазитов в провинции Пинар-дель-Рио на Кубе, см. гл. 10); 6) часто встречающиеся опрокинутые залегания пород в свитах Полярного Урала говорят о развитии шарьяжей пеннинского типа, при котором движение масс осуществляется по механизму «гусеницы трактора» с формированием олистостромы перед фронтом шарьяжа, поэтому так называемые базальные конгломераты ордовикских толщ Полярного Урала с обломками пород БС могут оказаться более поздней олистостромой; 7) расположение наиболее крупных блоков БС к западу (напротив) от поперечных воздыманий восточных территорий (южнее и севернее Щучьинского синклинория) может указывать на преимущественное сползание с этих поднятий.

К докембрийским на Полярном Урале обоснованно относят ультраосновные породы Войкарско-Сыумкеуского и Харбейского комплексов. В отношении Войкарско-Сыумкеуского комплекса речь идёт о возрасте ультраосновного магматизма, который, согласно исследованиям А. В. Пейве, значительно древнее верхних (базальтоидных) частей офиолитовой ассоциации. Современная позиция упомянутых комплексов не отвечает ни палеоокеаническому сектору Урала (дунит-гарцбургитовая формация как основание океанической коры), ни фундаменту Палеоуральского бассейна или срединному массиву в традиционном понимании этого термина. Оба комплекса слагают крупнейшие аллохтоны, из которых Харбейский вполне вписывается в модель, предложенную А. В. Пейве для срединных массивов как глубинных покровов пеннинского типа [184]. То есть нижняя западная часть Харбейского массива, масштаб которого сопоставим с конвективной системой III порядка, является своеобразным гомологом зоны субдукции, классической структуры краевой части ячеистых систем II порядка.

Геодинамика Полярного Урала соответствует схеме взаимодействия линейного Палеоуральского (Тагильского) квазиокеанического бассейна, развивавшегося над мантийным валом, с комплексом краевых структур, формировавшихся благодаря ячеистому мантийному диапиризму под Западной Сибирью [28]. Именно ячеистый диапиризм, а не столкновение литосферных плит, как принято считать [129], ответствен за процессы субдукции, обдукции и эдукции, которые формируют вполне определённый, соответствующий модели М. А. Гончарова, структурный ансамбль, рассмотренный в предшествующих главах. В такой модельный ансамбль вполне вписываются изложенные представления о происхождении блоков бедамельской серии совместно с кристаллическими сланцами и гнейсами Харбейского массива и гипербазитовыми массивами Войкаро-Сыньинским, Рай-Изским, Сыум-Кеуским.

Как показано А. С. Перфильевым [186], названные гипербазитовые массивы аллохтонно залегают на Харбейском кристаллическом блоке, причём их западные (фронтальные в позиции шарьяжа) части подвёрнуты, вплоть до образования опрокинутых антиклинальных складок, что указывает на перемещение аллохтона в западном направлении. На западе под Войкаро-Сыньинским и Рай-Изским массивами расположена вулканогенно-осадочная регионально метаморфизованная толща (Тышорский комплекс), вмещающая колчеданное месторождение Тышор, предположительно в опрокинутом залегании. К западу от массива Сыум-Кеу залегает терригенная метаморфизованная глаукофансланцевая толща с линзами эклогитов, имеющая падение под гипербазитовый массив. В гипербазит-базитовых массивах Полярного Урала отмечена регрессивная эволюция регионального метаморфизма: от высокотемпературных пластических течений габброноритов с образованием полосчатых пироксен-плагиоклазовых бластомилонитов с гранатом, далее метаморфизмом, относимым к условиям амфиболитовой и зеленосланцевой фаций [219].

В отличие от западных в восточных частях упомянутых массивов наблюдается обычная последовательность мафит-ультрама-

фитовых слоёв, характерная для нижних частей офиолитовых ассоциаций, т. е. их залегание нормальное, не опрокинутое. Кроме того, в более верхних восточных частях массивов над ними отсутствуют базальты океанического типа, а на Войкарско-Сыумкеуском комплексе залегают образования Новогодненского комплекса, свойственные девонскому краевому ВПП [283]. Сами гипербазитовые массивы рассекаются неметаморфизованными базальтовыми дайками девона–раннего карбона.

Всё это приводит к выводу о том, что гипербазитовые массивы совместно с раннепалеозойскими (?) базальтоидами ранее (в S_2–D_1) были погружены к востоку от квазиокеанического бассейна в зону субдукции, метаморфизованы, а позже (в D_1) извлечены (эдуцированы) на востоке, частично эродированы и сползли к западу. Извлечение метаморфизованных толщ на востоке, в зоне раннего орогена, следует из того, что офиолиты перемещены на кристаллический Харбейский массив и имеют западную вергентность. Этот массив более корреспондирует с Восточно-Уральским поднятием, чем с западным бортом Тагильского бассейна. Вместе с тем высокобарические фации метаморфизма характерны для пород западной фронтальной части аллохтона, а не тыловой. Иными словами, извлечение метаморфизованных толщ происходило не на выходе зоны субдукции к морскому дну путём обратного выжимания субдукционного клина, т. е. не по модели, предложенной Н. Л. Добрецовым и А. Г. Кирдяшкиным [91], а путём блокирования и эдукции фронтальной (наиболее погружённой) части субдуцированных масс. Распределение пород разных метаморфических фаций на Полярном Урале позволяет предположить, что извлечение метаморфитов высоких давлений и низких температур происходит в некотором удалении от ядер орогенов и несколько раньше максимального прогрева, сопровождаемого интрузиями, принадлежащими к краевому вулкано-плутоническому поясу, метаморфизмом высоких температур и низкого давления.

Метаморфизованные гипербазиты и базальтоиды Полярного Урала, когда они находились в зоне субдукции, относились, очевидно, к верхнему (опрокинутому) крылу лежачей синклинали, примыкающему к обдукционным (харбейским) массам земной коры, на которые они после эдукции шарьировали с востока. Тектонические блоки с породами бедамельской серии в позднем палеозое сползли к западу с ВПП, оставив на пути в виде клиппов серпентиниты – породы своего основания. Суммарная амплитуда разновозрастных (от девона до ранней перми включительно) горизонтальных перемещений блоков с породами БС превышала 150 км.

Приведённые реконструкции вписываются в математическую модель неустановившейся конвекции, ограниченной по фазам (см. гл. 3, рис. 3.1). Последняя (180°) фаза модели на рисунке не является финальной применительно к Уралу. На модели видно, как литосфера океанического типа (слои 2, 4, 6, 7) подвергается субдукции и последующей эдукции. Гипербазитовый и базитовый слои (на Урале им соответствуют Войкарско-Райизско-Сыумкеуский и Тышорский) налегают на слои континентальной литосферы (Харбейский и др.), оказавшиеся смещёнными при обдукции к западу относительно эдуцированных слоёв. Развитие модели можно продолжить. На частично эродированных слоях 2, 4, 6, подвергшихся метаморфизму, в девоне накопились толщи андезитовой и базальт-андезибазальтовой формаций. Последняя в сочетании с подстилающим слоем метаморфизованных базальтоидов (модельным слоем 6) представляла бедамельскую серию в её автохтонной позиции в вулкано-плутоническом поясе. Таким образом, нормальные и опрокинутые залегания толщ Полярного Урала могут быть вписаны в математическую модель неустановившейся конвекции.

Принимая во внимание то, что крупные блоки бедамельской серии принадлежат к Центрально-Уральскому поднятию, являются древними аллохтонами и одновременно представляют собой современные

горы, можно высказать общие соображения о последующей геодинамике уральской территории, геодинамических причинах и закономерностях «роста гор».

Подъём (подток) глубинных масс на востоке Урала должен был сопровождаться оттоком глубинных масс на западе (в пассивной окраине). Поднятые массы земной коры неизбежно должны размываться, и это фиксируется накоплением флиша D_3–C_1 (например зилаирская свита на западе Южного Урала). Возрастание гравитационного потенциала за счёт поднятия из глубины масс большой плотности может компенсироваться не только путём размыва, но и путём сползания масс с поднятия, т. е. образованием шарьяжей. Примером этого может служить аллохтонный гипербазитовый массив Крака, тектонически налегающий на флиш зилаирской свиты. Сгружённый аллохтон в известной мере компенсирует, а в отдельных случаях и превышает должную компенсацию гравитационного потенциала, до этого сниженного при оттоке глубинных масс на западе. В силу высокой гипсометрии земной поверхности в аллохтонном блоке происходят его разрушение и снос продуктов разрушения главным образом в раннюю впадину – передовой прогиб. Разрушение уменьшает гравитационный потенциал блока гор (Центрально-Уральского поднятия), и под этот блок начинают подтекать глубинные массы (в данном случае из-за восстановления изостазии), что приводит к подъёму основания блока. Поэтому в нижней части блока начинают подниматься речные террасы, а вершина блока продолжает разрушаться. Подъёмом террас и определяют «рост гор». Подъём основания блока может вызвать образование антиформы и, соответственно, изгиб поверхности древнего шарьяжа. То есть современные падения поверхности Главного Уральского разлома (древнего шарьяжа) могут быть частично обусловлены таким процессом.

Итак, рассмотрение размещения литолого-формационных комплексов Полярного Урала и его геологической структуры в свете общих особенностей геодинамики Урала позволяет обосновать неправомерность выделения здесь докембрийской островодужной системы. Принимаемая ранее за докембрийский островодужный комплекс бедамельская серия слагает аллохтонные палеозойские блоки, смещённые к западу от территории, сопоставимой по режиму и времени развития с фундаментом ВПП на территории Восточно-Уральского поднятия, и характеризуется аналогичной металлогенией.

Металлогения (минерагения) Полярного Урала. Типы рудных месторождений, их связь со структурно-формационными комплексами и геологическими формациями отражены на рис. 11.8 и в табл. 11.1. При составлении таблицы использован фактический материал, содержащийся в литературных источниках [125, 179] и государственных геологических картах. В соответствии с существующими подходами в металлогении рудоконтролирующие геологические формации разделены по их роли в рудном процессе. Это позволяет выделять металлогенические формации [135]. Помимо геологических формаций, в минерагеническую формационную систему включён региональный метаморфизм как рудообразующий процесс [22].

В Уральском металлогеническом суперпоясе территория Полярного Урала может рассматриваться в ранге металлогенической области. При этом позиция данной области отвечает одному из волновых всплесков эндогенной активности, которые периодически повторяются вдоль Урала через шаг около 300 км (см. гл. 8, рис. 8.6). На основании этого Полярный Урал отнесён к категории суперрайона. Тектоника и геодинамика области отразились в своеобразии размещения рудоносных территорий и месторождений. Во-первых, из-за крупноамплитудных горизонтальных перемещений оказались пространственно сближенными месторождения, первоначально образованные в формационных и фациальных зонах, отстоящих далеко друг от друга. Примером этого может служить близость, с одной стороны, Елецкого и Тельпосского

Табл. 11.1. Металлогенические формации Полярного Урала как комплексы рудных и контролирующих их геологических формаций

Структурно-металлогеническая зона	Рудная формация	Структурно-вещественный тип месторождения	Пример месторождения (рудопроявления)	Рудоконтролирующие геологические формации			
				Рудовмещающая	Рудоносная	Рудогенерирующая	Рудообразующая (или процесс)
1	2	3	4	5	6	7	8
Елецкая	Барит-свинцово-цинковая	Баритовый стратиформный	Собское	Углеродисто-карбонатная	Она же	–	–
Тельпосская	Свинцово-цинковая в карбонатных толщах	Свинцово-цинковый в карбонатных толщах (миссисипский тип)	Саурей	Углеродисто-терригенно-карбонатная	Она же	–	–
	Медистых песчаников	Стратиформный вкрапленный медистых песчаников	Саури-Пэ	Конгломератно-песчано-алевролитовая (пестроцветная)	Она же	–	–
Бедамельская	Золото-пирит-арсенопиритовая	Прожилково-вкрапленный золото-сульфидный в вулканогенных толщах	Нияхойское, Нияюское, Верхне-Лекъелецкое	Андезибазальтовая в группе нерасчленённых метаморфизованных и неметаморфизованных вулканогенных и вулканогенно-осадочных формаций	–	Габбро-диорит-гранитная	–
	Золото-сульфидная (может сопрягаться с золото-известково-силикатной)	Золото-сульфидный прожилково-вкрапленный в интрузивах и вмещающих породах	Молодёжное, Комсомольское	Габбро-диорит-плагиогранитная и апогарцбургитовых серпентинитов	Габбро-диорит-плагиогранитная	Она же	Она же
	Золото-колчеданно-полиметаллическая	Золото-барит-колчеданно-полиметаллический стратиформный	Брусничное	Риолит-базальтовая и андезидацитовая в группе нерасчленённых метаморфизованных вулканогенных формаций	Риолит-базальтовая и андези-дацитовая	–	–
	Медно-магнетит-скарновая	Прожилково-вкрапленный медно-магнетит-скарновый	Северное	–	Габбро-диорит-гранодиоритовая	–	–
	Молибден-медно-порфировая	Молибден-медно-порфировый	Лекын-Тальбейское	Андезибазальтовая + габбро-диорит-гранодиоритовая	Она же	–	–
Орангская	Золото-углеродистая надформация	Золото-кварцевый и золото-сульфидный прожилково-вкрапленный и жильный	Рудопроявления верховьев р. Большая Уса	Алевролит-глинисто-сланцевая	Алевролит-глинисто-сланцевая	Габбро-диорит-гранодиоритовая (рудогенерирующая или рудорегенерирующая?)	Региональный метаморфизм + габбро-диорит-гранодиоритовая
	Колчеданно-полиметаллическая в терригенно-сланцевых толщах	Колчеданно-полиметаллический (филизчайский тип)	Нижне-Талотинское	Алевролит-глинисто-сланцевая	Она же	–	–
	Молибден-медно-порфировая	Молибден-медно-порфировый	Лаптаяхское	Пестроцветная песчаниковая	–	Габбро-диорит-гранодиоритовая	–

Окончание таблицы 11.1

1	2	3	4	5	6	7	8
Тышорская	Колчеданная в вулканогенных толщах	Колчеданно-полиметаллический стратиформный (подтип типа бесси)	Тышор	Аповулканогенно-осадочных зелёных сланцев (совмещение риолит-базальтовой и терригенно-углеродистосланцевой формаций регионально метаморфизованных)	Она же	–	–
Харбейская	Золото-кварцевая	Жильный кварц-золоторудный	Мало-Харбейское	Амфиболит-гнейсовая и метатерригенная	–	Группа габбро-гранитоидных формаций	Региональный метаморфизм
	Молибден-кварцевая	Жильный и прожилково-вкрапленный молибден-кварцевый	Харбейское	Метатерригенная	–	–	–
	Тантал-ниобиевая		Тайкеуское	–	–	–	–
Войкарско-Сыумкеуская	Хромитовая	Высокохромистых хромитов (с осмием, рутением, иридием) и низкохромистых хромитов (с платиной и палладием)	Райизское	Дунит-гарцбургитовая	Она же	Она же	–
Новогоднен-ская	Золото-сульфидно-магнетитовая в скарнах	Прожилково-вкрапленный золото-железо-скарновый и золото-сульфидный	Новогоднее-Монто	Известняковая рифогенная + андезибазальтовая	–	Габбро-монцонит-гранитная	–
	Золото-сульфидно-кварцевая	Жильный золото-сульфидно-кварцевый и золото-кварцевый	Ханмейшорское	Андезибазальтовая	–	Габбро-монцонит-гранитная, габбро-диорит-гранодиоритовая	–
Тектонические зоны с телами серпентитов, пересекаемых гранитоидами	Золото-известково-силикатная	Прожилково-вкрапленный золото-известково-силикатный в метасоматитах и ультрабазитах	Колибри, Комсомольское, Молодёжное	Аподунит-гарцбургитовых серпентинитов и талькитов	–	Группа габбро-гранитоидных формаций (габбро-диорит-гранодиоритовая, габбро-диорит-плагиогранитная)	Группа габбро-гранитоидных формаций

комплексов с месторождениями, характерными для западной пассивной континентальной окраины Уральского квазиокеанического палеозойского бассейна, с другой – Бедамельского комплекса с месторождениями, присущими восточной активной окраине. Во-вторых, ряд комплексов в аллохтонах весьма фрагментирован. Это приводит к тому, что выделение структурно-металлогенической зоны как пространственного размещения определённого структурно-формационного комплекса становится порой затруднительным из-за «пятнистого» чередования разных комплексов. Фрагментарность продуктивных комплексов формаций создаёт ещё одну трудность. Если при протяжённом непрерывном распространении комплекса можно наметить наиболее продуктивные его части как места развития надочаговых рудно-магматических систем (магматогенно-рудных узлов), определяющих усреднённую удельную продуктивность геологической формации, то при наличии лишь фрагментов удельная продуктивность становится менее предсказуемой. Узнать, попали ли во фрагмент надочаговые области или малоперспективные межочаговые территории, можно лишь при более детальном фациальном анализе геологических формаций. А именно обоснованная перспективная оценка территории требует использования более крупного масштаба исследований. В целом же по ассоциации металлогенических формаций, принадлежащих главным образом к палеозойской металлогенической эпохе, Полярный Урал сопоставим с более южными частями Урала. Поэтому при оценке перспектив его рудоносности можно использовать те же критерии.

С учётом особенностей Полярного Урала рассмотрим общие черты и закономерности минерагении всего Урала.

11.4. МЕТАЛЛОГЕНИЯ УРАЛА И ЕЁ ЗОНАЛЬНОСТЬ

Металлогении Урала посвящено большое число публикаций, среди которых наиболее известны работы [83, 102, 163, 164, 179]. Нами рассмотрены особенности пространственного размещения оруденения в связи с описанной в разделах 11.1–11.3 историей структурно-формационного и тектонического развития территории в палеозое и характером распределения оруденения в магматических очагах (см. разд. 7.3.4, 7.3.5).

Металлогеническая зональность Урала определяется закономерностями распределения рудоносных геологических формаций в их вертикальных, временны́х и латеральных рядах (структурно-формационных комплексах), а также последующими тектоническими преобразованиями. Иначе говоря, вопрос сводится к изучению первичной металлогенической зональности и её выражению в современной геологической структуре Урала. Кроме того, первичную зональность необходимо анализировать с учётом временно́го фактора.

При написании настоящего раздела помимо литературы, на которую имеются ссылки, использовались совместные разработки автора с А. А. Черемисиным по золоторудным месторождениям.

11.4.1. Металлогения рудоносных плутонических и вулкано-плутонических комплексов

Наиболее древними рудами являются хромиты, ассоциирующие с дунит-гарцбургитовой формацией. Так как ультраосновные породы, вмещающие высокохромистые хромиты, в палеозойской истории Урала не находились в состоянии расплава, то можно заключить, что возраст хромитов докембрийский, возможно, архейский. Первичные региональные закономерности локализации хромитового оруденения в пределах дунит-гарцбургитовой формации исследованы лишь в петрологическом аспекте. В современной покровно-складчатой структуре хромитовые месторождения размещаются, как правило, вблизи Главного Уральского разлома. В значительной мере повышенной продуктивностью обладают те структуры, где сохранились дуниты, осо-

бенно там, где они сдвоены в складках (например Эбетинская синклиналь, Кимперсайский район) [186].

Другой тип хромитов, глинозёмистый, в отличие от высокохромистых среди дунит-гарцбургитовой формации, к тому же практически не имеющий промышленного значения, приурочен к корневым частям лакколитов дунит-клинопироксенит-габбровой формации. Корневые части сложены дунитами и железистыми дунитами (метадунитами), среди хромитов и магноферрохромитов которых присутствует самородная платина (гора Соловьёва) [83]. В верлитах и оливиновых клинопироксенитах, расположенных над корнями лакколитов, присутствуют хромтитаномагнетитовые рудопроявления с метаморфогенными выделениями платины и родия. С ферроклинопироксенитами, габбро и габброноритами, ещё более удалёнными от основания массивов, ассоциируют титаномагнетитовые руды, а в апикальных частях тел габброноритов – проявления типа Волковского месторождения ванадийсодержащих медно-титаномагнетитовых руд. Распределение всех упомянутых рудных проявлений определяется зональностью рудно-магматической системы каждого интрузива. По результатам анализа региональных карт можно заключить, что рудопроявления типа Волковского месторождения концентрируются над корнями массивов Платиноносного пояса, а там, где эти корни не попадают в срез карты, – в участках, центр которых расположен через расстояние кратное 30 км от известных корней. В Кытлымском массиве (с фиксированным корнем) – это рудопроявления Серебрянских рудников; в Павдинском массиве над северным корнем – рудопроявления Походяшинское, гор Липовый Увал, Тёплое, рудники Поддоменный, Покровский, Сидоркинский; над южным корнем – рудопроявления горы Максимов Увал, р. Максимовки; в Качканарском массиве – рудопроявления гор Мохнатка, Магнитная Яма, Еловая Грива; в Тагильском массиве над северным корнем – месторождение Волковское, рудопроявления Песчанское, Северо-Лиственное, Южно-Лиственное, Лиственное, Жеребцовское, Усольское; над центральным корнем – рудопроявление Чёрноисточнинское.

Все упомянутые и другие аналогичные интрузивы слагают так называемый Платиноносный комплекс, или Каменный пояс (серии гор, таких как Денежкин Камень и др.). Пояс простирается вдоль Западно-Тагильской и Восточно-Тагильской зон. Корни интрузивов располагаются в первой из них на небольшом удалении от второй. Южнее Башкирского выступа интрузивы Платиноносного комплекса в современной геологической структуре встречаются редко. Они выделены на Металлогенической карте Урала [163] на юге г. Екатеринбурга (Уктусский массив), в 50 км к юго-востоку от г. Магнитогорска (Сахаринский массив), составляют части Хабарнинского и Кимперсайского массивов на самом юге Урала. Массивы залегают в аллохтонных блоках.

Лакколиты Платиноносного комплекса образовались при адвективных поднятиях верхней части слоя мантии и основания коры, внедрившись в ранее изверженные вулканиты. При адвекции твёрдого слоя его верхняя часть плавилась, образуя при застывании габбронориты с офитовой структурой. С ними связаны вкрапленные ванадийсодержащие медные (преимущественно в виде борнита и халькопирита) руды с апатитом и титаномагнетитом (волковский тип месторождений). В. М. Нечеухин с соавторами [83] выделяют их в медно-титаномагнетитовую субформацию титаномагнетитовой формации.

Интрузивы Платиноносного пояса локализовались в предсубдукционную фазу развития Уральского бассейна. Бóльшая их часть осталась в «океаническом» блоке и находилась в позиции, сопоставимой с позицией внешних океанических валов. Однако и на Южном Урале присутствуют массивы подобного состава, но в ином структурном положении: во-первых, не среди силурийских вулканитов, а внутри гипербазит-габбрового слоя, включающего дунит-гарцбургитовую формацию, т. е. там, где не проявилась адвекция, ответственная за образование лакколитов Платиноносного

пояса; во-вторых, среди толщ, оказавшихся потом в надсубдукционной позиции. Иначе говоря, положение южноуральских массивов дунит-клинопироксенит-габбрового состава отличается от позиции массивов Платиноносного пояса как в досубдукционную стадию развития структуры Урала, так и после. Досубдукционное время внедрения массивов Платиноносного пояса – одно из принципиальных отличий гипербазит-габбровых массивов, несущих вкрапленное оруденение, от габбро-гранитоидных массивов с медно-порфировым оруденением, локализовавшихся в постсубдукционную (эдукционную) стадию развития территории и в надсубдукционной позиции. В последние десятилетия к медно-порфировым месторождениям стали относить вкрапленные сульфидные проявления, сопровождающие наиболее лейкократовые с сиенитовым уклоном тела, сформированные в апикальных частях лакколитов Платиноносного пояса. Эти проявления Е. С. Контарем [125] обоснованно трактуются как бощекульский тип медно-порфировых месторождений, ранее выделяемый на примере одноимённого месторождения в Казахстане. Их тесная ассоциация с досубдукционным интрузивным комплексом и, соответственно, с иной тектоникой определяет их существенное отличие в масштабах месторождений от «классических» надсубдукционных медно-порфировых систем. К последним на Урале относятся месторождения, которые образовались в трёх пространственно-временны́х обстановках: в раннем–среднем девоне; в позднем девоне–раннем карбоне (в обоих случаях на той территории восточной активной окраины Уральского бассейна, где формации вулкано-плутонического пояса развивались, захватывая более ранние вулканиты, находящиеся либо в надсубдукционной позиции, либо в позиции поднятых (эдуцированных) метаморфизованых блоков; в раннем–начале среднего карбона в позиции Валерьяновского вулкано-плутонического пояса, развитого на континентальном основании, в котором прямых свидетельств наличия более древних вулканитов нет.

Состав руд месторождений порфирового семейства в большей степени изменяется в зависимости от того, в каких геологических формациях локализуются рудоносные интрузивы, чем от общей латеральной зональности и смены во времени вулкано-плутонических ассоциаций восточной части Урала. Так, для месторождений, локализующихся в пределах вулканогенных формаций, находящихся в надсубдукционной позиции, характерны медно-порфировые и молибден-медно-порфировые объекты. При этом к востоку возрастает роль последних. Среди эдуцированных ранее метаморфизованных в зоне субдукции вулканогенных толщ преобладают молибден-медно-порфировые месторождения, а среди метаморфизованных терригенных толщ рифтогенного этапа накопления в составе руд месторождений, приуроченных к территории Зауральского поднятия (между Варненской и Денисовской зонами), возрастает роль молибдена, вплоть до перехода их в собственно молибденовый с вольфрамом тип (Дрожиловское, Смирновское месторождения). В современной геологической структуре Урала позиция медно-порфировых месторождений не вполне отражает их положение в момент рудообразования в связи с перемещениями аллохтонов. Особенно это относится к смещённому вместе с рудовмещающими толщами Салаватскому месторождению в Ирендыкской зоне.

Собственно золоторудные месторождения Урала приурочены преимущественно к территориям, которые так или иначе связаны с развитием вулкано-плутонического пояса восточной активной окраины. Рудопроявления и редкие месторождения встречаются в иной позиции. Связь золотого оруденения с плутоническими и вулкано-плутоническими комплексами в одних случаях, когда руды непосредственно залегают в интрузивах или в их экзоконтактах, выступает отчётливо. В других случаях может лишь предполагаться та или иная роль магм, например рудогенерирующая или рудообразующая при метаморфогенных процессах. Последняя, очевидно, наиболее велика в зонах субдукции и

эдукции (в фундаменте ВПП), где происходит метаморфогенное перераспределение золотоносных растворов из зон выжимания в зоны нагнетания с определённой ролью тепла интрузивных масс и собственно магматогенных растворов. Особенно остро этот вопрос стоит в отношении золоторудных месторождений в терригенно-сланцевых толщах. Для подобных месторождений других территорий, например Сухого Лога Патомского нагорья (Забайкалье), автором приводится множество доводов о первично седиментогенной природе золота в терригенно-сланцевых толщах с последующим метаморфогенным преобразованием их в зоне субдукции, внёсшим эндогенные черты в характеристику месторождения [15]. Золото попадало в осадки при размыве сульфидных тел, присутствующих в расслоенных базитовых массивах. На Урале подобная ситуация могла быть в ордовике за счёт размыва руд массивов Кусинского комплекса, а в среднем палеозое за счёт Платиноносного комплекса. К такому типу могут относиться турмалин-кварцево-золоторудные месторождения Кумакской группы в терригенных толщах брединской свиты. Возраст толщ может оказаться более древним, чем принято считать.

По позиции относительно краевого вулкано-плутонического пояса выделяются три крупные группы золоторудных месторождений: I – в метаморфических и регионально метаморфизованных породах (ранее субдуцированных, позднее эдуцированных при формировании фундамента ВПП), которые могут быть отнесены к нижнему структурному этажу; II – в породах неметаморфизованных, как правило, вулканогенных, находившихся над зоной субдукции, но ниже поверхности несогласия, перекрываемой вулканитами краевого пояса, которые можно отнести к среднему структурному этажу; III – в породах, принадлежащих к андезитоидной группе формаций собственно краевого пояса, сопутствующих ему, относимых к верхнему этажу.

По связи с разной рудовмещающей средой выделяются месторождения:

- в нижнем этаже: Ia – в докембрийских кристаллических сланцах, гнейсах, рассекающих их интрузивах (золото-пирит-кварцевое Гагарское); Iб – в терригенных и карбонатных породах рифтогенного этапа развития (золото-сульфидное Светлинское); Iв – в терригенных породах рифтогенного этапа, которые могут быть объединены с Iб (золото-сульфидные и золото-кварцевые рудопроявления Суундукской группы, сопоставимые по позиции с месторождениями Мурунтау в ордовикской толще Средней Азии южнее от Урала, а также Делита в юрской толще на Кубе); Iг – в интрузивах адамеллит-гранитной формации и её дайковом комплексе (золото-полисульфидные Кочкарь, Берёзовское); Iд – в серпентинитах по породам дунит-гарцбургитовой формации и на контакте их с диоритами, гранодиоритами (месторождения золото-силикатной формации Золотая Гора и др.);
- в среднем этаже: IIa – в апикальных частях габбро-гранитоидных и гранитоидных комплексов, в том числе адамеллит-гранитной формации (золото-порфировое месторождение Быньговское); IIб – среди вулканитов базальт-андезибазальтовой и трахиандезит-базальтовой формаций (золото-сульфидные с адуляром месторождения Куросанской группы);
- в верхнем этаже: IIIa – в апикальных частях интрузивов габбродиорит-гранодиоритовой формации и их экзоконтактов (золото-сульфидные и золото-кварцевые месторождения Воронцовской группы); IIIб – в терригенных, в том числе угленосных толщах (золото-сульфидные и золото-кварцевые месторождения Брединской группы).

Анализ общих закономерностей размещения минеральных типов золоторудных месторождений Урала показывает их связь с особенностями тектонического развития территории. В целях выяснения возможной связи разных минеральных типов месторождений и рудопроявлений не только с составом среды их локализации, но и с позицией в региональной геологической структуре автором совместно с А. А. Черемисиным были выделены 12 минеральных типов для изображения на карте, по-

добно часовой стрелке в символе месторождения. При этом название «кварцевый» употреблялось лишь тогда, когда кварц был единственным сопутствующим золоту минералом. Типы следующие: 1 – золото-кварцевый, 2 – золото-пиритовый, 3 – золото-пиритовый с шеелитом, 4 – золото-пирит-халькопиритовый, 5 – золото-пирит-халькопиритовый с галенитом, 6 – золото-галенитовый, 7 – золото-галенит-блёклорудный, 8 – золото-пирит-арсенопиритовый, 9 – золото-полисульфидный, 10 – золото-полисульфидный с молибденитом и (или) шеелитом, 11 – золото-полисульфидный с арсенопиритом, 12 – золото-полисульфидный с антимонитом и (или) киноварью.

Особенности перечисленных месторождений и рудопроявлений показывают, что те из них, которые сопутствуют габбро-тоналит-гранодиоритовой формации, развившейся в раннем палеозое в Тагильском блоке к западу от выходов зоны субдукции и в среднем палеозое в Восточно-Магнитогорской зоне, имеют относительно простой состав – золоту сопутствуют сульфиды меди, свинца, цинка и кварц. В проявлениях Восточно-Тагильской зоны, кроме того, присутствует арсенопирит. Не характерны минералы сурьмы, ртути, молибдена, вольфрама, свойственные проявлениям в других обстановках.

Отмеченные минеральные и соответствующие им геохимические особенности рудопроявлений отвечают специфическим условиям развития габбро-тоналит-гранодиоритовой формации. Магматические очаги, отвечающие названной формации, развивались над дунит-гарцбургитовым и габбровым слоями в коре, не имеющей гранитно-метаморфического слоя. Очаги не перерабатывали ни гипербазиты (поэтому мало ртути), ни континентальные салические породы (поэтому мало вольфрама и молибдена). Геохимический профиль золотого оруденения корреспондирует с медно-цинково-колчеданным, барит-колчеданно-полиметаллическим оруденением, проявленным в вулканогенных формациях рассмотренных СФЗ.

Габбро-диорит-гранодиоритовые формации развивались позже габбро-тоналит-гранодиоритовых в соответствующее время и в иной тектонической обстановке. Например, в восточном борту Тагильского рифтогена первая формировалась в начале среднего девона, а вторая – в позднем силуре–раннем девоне. Как следует из приведённой характеристики тектонического развития Урала, к эйфелю восточный борт Тагильского рифтогена и квазиокеана был поднят благодаря подтоку литосферных масс со стороны Казахстана. Кроме того, сформировалась *S*-образная зона субдукции. Это привело к тому, что магматическими очагами стали перерабатываться и субдуцированные толщи квазиокеана (в том числе гипербазитовое основание коры), и перемещённые с востока субконтинентальные массы. В результате, помимо полиметаллических сульфидов, арсенопирита, золоту сопутствуют ртуть и сурьма, а также вольфрам. Если в восточном борту Тагильского рифтогена молибден характерен для медно-порфировых систем, то в Валерьяновском поясе он присутствует и в золоторудных проявлениях, связанных с раннекарбоновой габбро-диорит-гранодиоритовой формацией.

Золоторудные месторождения ассоциируют с габбро-адамеллит-гранитной формацией и с её гранодиорит-гранитной субформацией позднего девона–раннего карбона. На территории Восточно-Тагильской СФЗ золотое оруденение сопровождается полиметаллическими сульфидами, а на территории, расположенной юго-восточнее и южнее, совпадающей с вулкано-плутоническим поясом, помимо упомянутых сульфидов, присутствуют молибденит, арсенопирит, а также шеелит, что отражает большую сиаличность земной коры.

В какой-то степени сходную тенденцию к изменчивости состава имеют золоторудные проявления, для которых не устанавливается связь с интрузивами. Так, рудопроявления, сопровождаемые лиственитовыми и серицитолитовыми фациями в пределах раннепалеозойской базальтовой и вулкано-терригенной формаций Запад-

но-Тагильской зоны, имеют наиболее простой золото-кварцевый и золото-пирит-кварцевый состав. На востоке Урала в силур-девонских толщах среди лиственитов и серицитолитов, помимо отмеченных типов рудопроявлений, присутствуют золото-пирит-халькопиритовые и золото-пиритовые с шеелитом. В терригенных породах к востоку от Восточно-Уральского поднятия (ближе к континенту) с теми же метасоматическими формациями ассоциируют золото-сульфидные с молибденитом и шеелитом, золото-полисульфидные с арсенопиритом, золото-пирит-халькопиритовые, золото-пирит-халькопиритовые с галенитом и золото-пиритовые. Иначе говоря, вольфрам, молибден, мышьяк появляются в заметных количествах среди нижнепалеозойских и среднепалеозойских толщ в более восточных территориях, т. е. ближе к восточной континентальной окраине.

Железорудные месторождения на Урале, по данным А. М. Дымкина, Ю. А. Полтавца и их соавторов [83], генетически связаны со следующими вулкано-плутоническими ассоциациями:

1. Базальт-андезит-плагиолипаритовой формацией лладовери–венлока и комагматичными интрузивами габбро-диорит-гранитной формации (в нашей номенклатуре это риолит-базальтовая, андезидацитовая и габбро-диорит-плагиогранитная формации). Характерны мелкие скарновые месторождения (Второе и Третье Северные, Покровское и др.).

2. Базальт-трахитовой пржидолия–раннего девона с комагматичными интрузивами габбро-сиенитового состава. С ними связаны крупнейшие на Среднем Урале скарново-магнетитовые месторождения Тагило-Кушвинского района.

3. Базальт-андезит-липаритовой формацией среднего девона (по нашей номенклатуре трахибазальт-андезибазальтовой раннего–среднего девона) с комагматичными интрузивами габбро-диорит-гранодиоритовой формации. С ними ассоциируют скарново-магнетитовые и медно-скарновые месторождения Ауэрбаховского, Масловского рудных узлов (Краснотурьинской зоны).

4. Контрастной липарит-базальтовой турне–раннего визе и андезибазальтовой среднего визе–серпухова (в нашей номенклатуре соответственно трахибазальт-трахириолитовой и андезитовой) с комагматичными габбро-гранитовой и габбро-диорит-гранитовой формациями. С ними связаны наиболее крупные скарново-магнетитовые месторождения Магнитогорской и Валерьяновской зон.

Проблема связи железорудных формаций с интрузивами, особенно сопровождаемых скарнами, требует дополнительных исследований. Как отмечено в разделе 6.8, в ряде случаев первично осадочные накопления руд были погружены в недра при субдукции, а потом скарнированы интрузиями и извлечены к поверхности. То есть руды, наложенные на скарны, являются всего лишь новыми минеральными ассоциациями за счёт метаморфизованных экзогенных руд.

11.4.2. Металлогения, связанная с вулканическими и вулканогенно-осадочными формациями

С названными геологическими формациями связаны разнообразные стратиформные месторождения цветных металлов, среди которых главную роль играют месторождения колчеданного семейства в вулканогенных толщах, определяющие общий минерагенический облик Урала как квазиокеанического бассейна, или в иной терминологии базальтоидной эвгеосинклинали. Но на ранних стадиях зарождения бассейна собственно колчеданным предшествовали иные стратиформные месторождения. Хотя они имеют второстепенное значение, их необходимо упомянуть, так как они характеризуют геодинамические условия своего времени на Урале и с учётом этого позволяют заострить внимание на дискуссионных вопросах генезиса полиметаллических месторождений в карбонатных толщах.

Переход от собственно континентальных к морским обстановкам происходил в раннем ордовике, когда накапливались медистые песчаники в пестроцветных толщах (рудопроявление Саурипэ на Полярном Урале). Других источников меди, кроме сульфидоносных расслоенных базитовых массивов, для размыва в континентальных условиях на Урале не имеется. Такими источниками могли быть массивы Кусинского комплекса. По аналогии с иными провинциями они же могли быть источником золота, попавшего в терригенно-сланцевые толщи среднего ордовика (золото-полиметаллические рудопроявления Орангского алевролит-глинисто-сланцевого комплекса).

Особый интерес представляют стратиформные рудопроявления сульфидов свинца и цинка в карбонатных и карбонатсодержащих терригенно-сланцевых толщах (месторождение Саурей на Полярном Урале). В отношении генезиса таких месторождений давно ведётся дискуссия. Последним «криком моды» является представление об элизионном их происхождении, выжимании из вмещающих пород. В рамках такого представления трудно объяснить большую протяжённость маломощных пластов руд на нескольких сближенных горизонтах. Ряд фактов позволяют иначе толковать генезис руд. Первый из них – бассейны развиваются при спрединге, ранние мелководные карбонатные фации с полиметаллическими рудопроявлениями отодвигаются к периферии, которая становится шельфом. Второй – в процессе раскрытия бассейна в его центральной части последовательно карбонатный седиментогенез сменяется карбонатно-терригенным (с колчеданно-полиметаллическим месторождением Санта-Лусия на Кубе), терригенным с малой долей базальтоидов (с аналогичным месторождением Филизчай на Кавказе). Другими словами, наличие свинцово-цинковых месторождений в карбонатных толщах – это начало формирования колчеданного семейства стратиформных месторождений. Их геохимический профиль развивается в результате взаимодействия мантийных базальтоидных очагов с сиалическим фундаментом, откуда извлекается свинец. То есть генезис месторождений обычный гидротермально-осадочный, источник вещества – мантийно-коровый. Эти месторождения на Урале сменяются колчеданно-полиметаллическими в терригенных толщах (Нижне-Талотинское, Амурское) и серноколчеданными с медью и кобальтом (Шомпинское, которое может быть гомологом относительно первых двух, как Матаамбре относительно Санта-Лусия на Кубе).

Главные типы колчеданных месторождений Урала связаны с вулканическими формациями. Колчеданное оруденение в пространстве и во времени ассоциирует с дацитсодержащей базальтовой, риолит-базальтовой, риолит-дацит-базальтовой, андезидацитовой, базальт-андезит-риолит-дацитовой формациями. Состав руд месторождений и их размеры зависят от типа перечисленных формаций и палеотектонической позиции.

Среди раннепалеозойской группы формаций с базальтовой формацией ассоциируют медно-кобальтово-колчеданные месторождения, как правило, небольшого размера. В современной структуре Урала они приурочены к Присакмарской структурно-формационной подзоне, к основанию Краснотурьинского СФК и соответствующей СФЗ.

С риолит-базальтовой и дацитсодержащей базальтовой формациями силура в Западно-Тагильской зоне ассоциируют медно-цинково-колчеданные, медноколчеданные, реже медно-кобальтово-колчеданные и серноколчеданные месторождения. Крупные месторождения не характерны. В отличие от структурно-металлогенических зон, в структурно-формационных комплексах которых отсутствует андезидацитовая формация, при наличии последней, например, в Восточно-Тагильской зоне и её тектоническом фрагменте – Гайской подзоне, состав месторождений становится более разнообразным. С контрастной риолит-базальтовой формацией здесь ассоциируют колчеданные медно-цинковые, медные, серные, реже свинцово-медно-цинковые,

а с андезидацитовой – медные, медно-цинковые, золото-барит-полиметаллические. При этом для месторождений северной части Урала, которые в раннепалеозойской структуре располагались западнее зоны регионально метаморфизованных вулканитов, не характерны минералы блёклых руд. В месторождениях южной части Урала, находящихся среди сползшего с востока блока (например Гайское месторождение), в рудах верхних стратиграфических уровней рудолокализации присутствуют в значительных количествах упомянутые минералы. Для этой палеотектонической обстановки характерны крупные медно-цинково-колчеданные месторождения, ассоциирующиеся с риолит-базальтовой формацией. Несмотря на то что перечисленные колчеданные руды формируются в досубдукционную фазу раннепалеозойского развития Урала, повышенная мощность сиалической части коры на востоке территории отражается на составе вулканогенных формаций и колчеданных проявлений. Здесь формировались крупные медно-цинковые месторождения. При большом удалении от этой обстановки на восток (к континенту), где андезидацитовая формация начинает преобладать над контрастной (риолит-базальтовой), возрастает роль свинца в рудах, но не встречено крупных месторождений. То есть имеет место та же закономерность, отмеченная в разделе 7.3.2, – уменьшение размеров месторождений в колчеданоносных вулканогенно-рудных узлах в кальдерную стадию развития вулканизма, продукты которой суммарно относят к андезидацитовой формации.

Среди среднепалеозойской группы формаций выделяются три различные палеотектонические обстановки, влияющие на состав, структурно-морфологические особенности и размеры месторождений колчеданного семейства.

Западная обстановка соответствует позиции междугового бассейна с проявлением рифтогенеза, отвечает Сибайской структурно-формационной и структурно-металлогенической зоне. Подобно Западно-Тагильской раннепалеозойской зоне, в Сибайской зоне над контрастной формацией залегает вулканогенно-флишоидная с кремнистыми горизонтами формация, а андезидацитовая формация отсутствует. Колчеданные месторождения в Сибайской зоне медно-цинковые, медные, серные. Крупные по запасам не характерны.

К востоку от этой обстановки в Восточно-Магнитогорской структурно-формационной и структурно-металлогенической зоне, представляющей западный склон внутренней вулканической дуги, над контрастной формацией залегает андезидацитовая. Колчеданные месторождения представлены главным образом медно-цинковыми, реже медными, серными, свинцово-медно-цинковыми в контрастной формации, а среди андезидацитовой формации и золото-барит-полиметаллическими. Наряду с мелкими и средними присутствуют крупные месторождения.

Далее к востоку (третья обстановка) в структурно-формационной и металлогенической зоне, отвечающей Приосевой части внутренней вулканической дуги, андезидацитовая формация развивается настолько интенсивно, что совместно с её редуцированным риолит-базальтовым основанием выделяется в базальт-андезит-риолит-дацитовую формацию. С ней ассоциируют, как правило, мелкие колчеданные месторождения (медные, медно-цинковые, золото-барит-полиметаллические) и характерные для этой обстановки медно-полиметаллические (золото-сереброносные) стратоидные зоны вкрапленно-прожилковых руд типа малокавказского месторождения Кафан. Стратоидность выражена в пластообразной форме рудного объёма, внутренняя структура которого определяется секущими прожилками и вкрапленностью, с резко подчинённой ролью или отсутствием стратиформных сплошных руд. Для Приосевой структурно-металлогенической зоны характерна ассоциация колчеданных и медно-порфировых рудопроявлений в одних и тех же рудных полях.

Подводя итог рассмотрению особенностей региональной металлогенической зо-

нальности на Северном, Среднем и Южном Урале, подчеркнём следующее важное обстоятельство. И в ранне-, и в среднепалеозойском формационных рядах крупные колчеданные месторождения образовывались в тех структурно-формационных и структурно-металлогенических зонах, в которых контрастная формация перекрывалась андезидацитовой, но вместе с тем эти зоны соседствовали с западной стороны с зонами, где последняя формация отсутствовала. Эта обстановка по палеотектонике различалась в раннем и среднем палеозое, отвечая в первом случае активной окраине линейного квазиокеана, а во втором – склону внутренней дуги, прилежащему к междуговому бассейну. По геодинамическим условиям эти обстановки имели общие черты.

В первом случае проседание ложа Уральского квазиокеана над мантийным линейным валом сопровождалось относительным подъёмом его восточного борта за счёт подтока континентальных масс с востока (от Западной Сибири и Казахстана). Это активное развитие окраины по кинематике было аналогично математической модели адвекции (см. рис. 3.1, 11.3). Погружающаяся часть окраины внедрялась вниз к востоку, зарождая *S*-образную зону субдукции, увеличивая тем самым мощность базальтового слоя. Начавшие наплывать с востока континентальные массы стали повышать мощность гранитно-метаморфического слоя. Переработка последнего способствовала росту доли вулканитов кислого состава, проявленных в андезидацитовой формации Восточно-Тагильской зоны.

При дальнейшем развитии взаимодействия борта Уральского бассейна с активными глубинными ячеистыми поднятиями его восточного обрамления (западносибирским и казахстанским) произошло блокирование зоны субдукции наплывающими с востока сиалическими массами. Это привело к тектоническому выжиманию субдуцированных пород вверх вместе с зарождающимися в процессе декомпрессии магматическими очагами. Данная обстановка способствовала развитию вулкано-плутонического пояса в девоне с соответствующими медно-порфировыми, золоторудными, скарново-магнетитовыми месторождениями.

В завершение раннепалеозойского цикла развития восточный борт Тагильского квазиокеана претерпел латеральные перемещения к западу. Севернее Башкирского выступа перемещения происходили, очевидно, в соответствии с конечными стадиями математической модели адвекции (см. рис. 3.1), а на юге Урала в дополнение к этому произошло шарнирное оползание суперблока. Именно такими явлениями можно объяснить особенности палеотектоники, вулканизма и рудообразования в среднепалеозойский цикл развития Урала в связи с продолжающимся воздействием линейного мантийного адвективного вала – активного нагревателя и деформатора.

Сползшие до этого с востока к западу в позицию внешней островной дуги Сакмарская (Блявинская), Гайская и Ирендыкская зоны оказались далеко от линейного мантийного вала и стали практически амагматичными и непродуктивными в отношении среднепалеозойского эндогенного оруденения. Раскол литосферы над мантийным валом обеспечил толеитовый вулканизм Сибайской зоны с колчеданообразованием, похожим на предшествующий Западно-Тагильский, но уже не в квазиокеане, а в междуговом бассейне.

Судя по тектоническим блокам на востоке Урала, которые содержат динамометаморфизованные силурийские базальты в ассоциации с кремнисто-сланцевыми толщами, а также обилие пластин альпинотипных гипербазитов, над линейным мантийным валом в среднем палеозое перерабатывались *S*-образно субдуцированные офиолиты и обдуцированные на них массы восточной континентальной окраины квазиокеана. Именно этим можно объяснить, с одной стороны, аномально высокие содержания «мантийного элемента» ртути в надсубдукционных золоторудных месторождениях и рудопроявлениях, с другой – возрастание роли вулканитов кислого состава на востоке.

Описанным материалом, разумеется, не исчерпывается рассмотрение проблемы металлогенической зональности Урала. Общую картину можно дополнить, как уже кратко отмечено, тем, что в западном борту Тагильского рифтогена в начальные стадии его развития терригенные отложения были обогащены медью (формация медистых песчаников). В последующем при превращении борта рифтогена в пассивную окраину квазиокеана терригенные и главным образом карбонатные породы содержали стратиформное свинцово-цинковое с баритом и флюоритом оруденение. На границе Бельско-Елецкой и Зилаиро-Лемвинской зон, т. е. на шельфе в терригенно-карбонатных толщах среднего ордовика локализовались железомарганцевые руды (Парнокское месторождение). В связи с предшественниками базальтоидного вулканизма (скрытыми магматическими очагами) в карбонатно-терригенных толщах позднего ордовика в приосевой части рифтогена сформировались колчеданно-полиметаллические месторождения филизчайского типа (Нижне-Талотинское, Брусничное, Дальнее, Амурское).

С постшарьяжными («постколлизионными») позднепалеозойскими лейкократовыми гранитами, образующими серии массивов и гранито-гнейсовых куполов в ядрах антиформ, ассоциирует редкометалльное оруденение. Отмеченная лейкогранитовая формация проявилась преимущественно вдоль ранне- и среднепалеозойских поднятий, в которых уже в то время была увеличена мощность гранитного слоя за счёт подтока континентальных масс с востока.

По-видимому, совмещение в единых сложно построенных массивах разновозрастных гранитоидов обусловлено тем, что адвекция масс в позднем палеозое осуществлялась на территориях с меньшей плотностью пород всего геологического разреза, а именно включавших древние гранитоиды и осадочные породы.

Вместе с тем в ядрах антиформ выходят и субдуцированные толщи, среди которых присутствуют терригенные породы западной части Уральского квазиокеана. В этой связи интересно сопоставить два факта: для осадочных формаций шельфа и континентального склона западной части квазиокеана характерен флюорит в сингенетичных полиметаллических рудопроявлениях; для позднепалеозойских «постколлизионных» гранитоидов, согласно исследованиям И. Н. Бушлякова [83], характерна фторная флюидная специализация, в противоположность хлорной специализации гранитоидов, связанных с габброидами. Иначе говоря, фторная специализация палингенных гранитоидов обусловлена, по-видимому, первичным составом перерабатываемых осадочных толщ.

«Постколлизионная» гранитизация позднего карбона–ранней перми отвечает орогенной стадии развития территории в понимании классической геосинклинальной концепции. Данная стадия, а также триасовая активизация с развитием субщелочных основных пород характеризуют зрелую форму развития Уральской покровно-складчатой системы. Этой формы ещё не достигло развитие Больших Антильских островов, в частности Кубы, современное состояние которой сопоставимо с началом позднего карбона Урала. Предшествующие же этапы их развития со смещением во времени в 300 млн лет весьма схожи.

11.5. ОБЩИЕ ЧЕРТЫ ЭНДОГЕННОЙ МИНЕРАГЕНИЧЕСКОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ УРАЛА И КУБЫ

Материал, охарактеризованный в главах 10 и 11, даёт возможность показать многие элементы сходства геологического строения Урала и Кубы. Это дополняет сходство их геологический позиции, отмеченное в главе 5 (см. рис. 5.4). Подобное вряд ли бы имело место, если бы их геология определялась перемещением литосферных плит, а не глубинной конвективной геодинамикой, сочетающей взаимодействие линейных и ячеистых мантийно-коровых поднятий, сопровождаемых латеральными перемещениями масс. Сравнение Урала с Кубой позволяет провести следующие аналогии

между их структурно-формационными комплексами и зонами:

• Бельско-Елецкой зоне Урала соответствует зона Ремедиос Кубы (зоны шельфа);

• Зилаиро-Лемвинской зоне соответствует супензона Камахуани-Пласетас-Лос-Органос (континентальный склон и его подножие);

• восточной части Западно-Тагильской зоны соответствует зона Баийя-Онда (квазиокеан);

• Восточно-Тагильской зоне соответствует зона Санта-Клара (подножие активной континентальной окраины);

• Краснотурьинской и Восточно-Уральской зонам соответствует зона Камагуэй-Лас-Тунас (активная континентальная окраина).

Также можно сопоставить тектонические перемещения зон (в последовательности от более явной кубинской к ситуации уральской).

В палеогене зоны Баийя-Онда, Санта-Клара, Камагуэй-Лас-Тунас заняли позицию внешней невулканической островной дуги, подобно зонам Сакмарской (Блявинской), Гайской и Ирендыкской в девоне. Субдуцированные, подвергшиеся метаморфизму, а позже поднятые в антиформах комплексы Эскамбрай, Сьерра-Пурьяль, свиты Ля-Кореа, Гуира-де-Хауко, Сьерра-Верде соответствуют регионально метаморфизованным комплексам Восточно-Уральского поднятия. Всё это – «первичногеосинклинальные» комплексы. Во «вторичных геосинклиналях» кубинской зоне Байамо-Норте-де-Гуантанамо соответствует северное окончание Магнитогорского «прогиба» (междугового бассейна), а супензоне Сьерра-Маэстра – аллохтон Центрально-Магнитогорской зоны и Приосевая зона (внутренняя магматическая дуга).

Наряду с общими чертами у Урала и Кубы, имеются и принципиальные отличия. Они связаны, прежде всего, с тем, что на Кубе не проявились процессы, которые на Урале происходили начиная с конца среднего карбона. К ним относится, например, позднепалеозойский орогенез на Урале, сопровождаемый батолитами калиевых гранитов и редкометалльными месторождениями. Большая разница в современном тектоническом состоянии Урала и Кубы отразилась и на существенно ином уровне эрозионного среза геологических структур с определёнными структурно-формационными комплексами. Как видно из сопоставления региональных схем (см. рис. 5.4), собственно Кубе отвечают лишь части Южного и Среднего Урала, а северной части последнего – острова Гаити, Пуэрто-Рико и прилежащие акватории. Большей части Магнитогорского «прогиба» соответствуют подводная территория к северу от хребта Кайман и Юкатанская котловина, практически не изученные в отношении рудных месторождений. Большей части Восточно-Уральского поднятия соответствует территория подводного хребта Кайман. По этой причине сопоставить рудоносность вторых этапов тектоно-магматического развития Урала и Кубы весьма трудно. Структуры Урала срезаны на большую глубину. На Кубе практически нигде не обнажены дорифтогенные комплексы, в отличие от Урала, где немалую роль играют докембрийские толщи. Весьма вероятно, что первичное различие типа земной коры территорий западной части Карибского бассейна и Казахстана, под которыми развивались ячеистые мантийные поднятия, могло привести к тому, что для первого случая было не характерно глубинное латеральное (обдукционное) нагнетание сиалического материала типа тоналитового слоя, из которого в уральской ситуации путём адвекции формировались золотоносные массивы, подобные Верх-Исетскому, Шарташскому, Пластовскому (с крупными месторождениями Берёзовское, Кочкарь). В этом отношении большей близостью к Уральской ситуации должна обладать глубинная часть Никарагуанского поднятия. Из-за разного уровня эрозионного среза изменяются и соотношения площадей, занятых, с одной стороны, колчеданоносными терригенными рифтогенными, а с другой – собственно «эвгеосинклинальными» вулканогенными толщами. По этой причине в колчеданной группе формаций среди выявленных на Кубе преобладают ме-

сторождения филизчайского типа (в терригенно-сланцевых толщах), а на Урале – «уральского» (собственно вулканические).

В металлогеническом поясе Больших Антил не установлены лакколиты дунит-клинопироксенит-габбровой формации и сопряжённые с ней интрузивы менее основных пород, с которыми связаны месторождения платины, титаномагнетитовые, титан-медно-железо-ванадиевые и соответствующие скарново-магнетитовые. Как видно из схем сопоставления (см. рис. 5.4), позиции подобного пояса отвечает территория Атлантики к северу от островов Гаити и Пуэрто-Рико. В современных океанических структурах поясам лакколитов дунит-клинопироксенит-габбровой формации могут соответствовать внешние океанические валы, расположенные между глубоководными желобами и собственно океаном.

Вместе с тем дунит-клинопироксенит-габбровая ассоциация присутствует на Кубе в составе дунит-перидотит-габбрового слоя совместно с дунит-гарцбургитовой формацией, подобно тому, как в Хабарнинском массиве на Урале сочетаются названные комплексы пород. То есть в этих случаях дунит-клинопироксенит-габбровая ассоциация находится в позиции, из которой она не образовала адвективных ячей, формирующих лакколиты, аналогичные лакколитам Платиноносного пояса Урала.

Сходство с кубинской территорией, представляющей западный фланг Палеотетиса, имеет Болгарский фрагмент Средиземноморского пояса, как по строению, так и по возрасту. Судя по формационным рядам Болгарии [254], шельфовой зоне соответствует Мизийская плита, континентальному склону – Балканская область, первичной геосинклинали – Тимок-Среднегорская область, а вторичной геосинклинали – Македоно-Родопская область.

Много аналогий можно найти в структурно-формационных комплексах и тектонике Урала и Кавказа, которые обусловлены взаимодействием линейного мантийного поднятия с овальным ячеистым II порядка, не говоря уже о закономерностях строения и размещения магматогенно-рудных узлов.

Всё это позволяет представить общую модель развития и взаимодействия геодинамических систем, определяющих периодическое и зональное размещение тектонических систем и рудоносных территорий. Взаимодействие проявлялось неоднократно.

Первое взаимодействие привело к тому, что в каждых из упомянутых провинциях и поясах при превращении рифтогена в квазиокеанический бассейн один из бортов его развивался в режиме пассивной окраины (западный на Урале, северный на Кубе), а противоположный – в режиме активной окраины. Это отразилось не только на различии вертикальных рядов геологических формаций в разных бортах, но и привело к субдуцированию части квазиокеанического сектора и части его активной окраины в сторону последней. В то же время подток континентальной литосферы со стороны соседнего овального поднятия приводил к подъёму борта квазиокеана, а в последнем – к сползанию поднятой части в сторону квазиокеана (к западу на Урале, к северу на Кубе). Сползший блок превратился во внешнюю островную дугу, завершив своё «первичногеосинклинальное» развитие, а в тылу стали формироваться междуговой бассейн и внутренняя магматическая дуга (островная или окраинно-континентальная), что сопоставимо с «вторичногеосинклинальным» режимом.

Ближе к активному континенту (к востоку для Урала) или окраинному морю (Карибскому бассейну для Кубы) подток литосферных масс под эту активную окраину со стороны глубинного овального поднятия был настолько велик, что привёл к блокированию зоны субдукции, задиранию вверх замка субдукционной синклинали и последующей эдукции субдуцированных толщ. Это привело к развитию крупного несогласия в основании андезитоидной вулкано-плутонической ассоциации, формировавшейся вслед за эдукцией.

Налегание шарьяжей плотных вулканогенных толщ на менее плотные терригенные привело, в свою очередь, к гравитационной неустойчивости системы (плот-

ностной инверсии). Это вызвало развитие антиформ и последующее сползание с них аллохтонных пластин. Шарьяжи сопровождались опрокидыванием толщ.

Развитие шарьяжей, дугообразно огибающих периферию конвективных ячей, – явление закономерное. Это подтверждают примеры поясов Альп, Карпат, Кубы, Урала на периферии крупных ячей соответственно Миланско-Венецианской, Паннонской (Венгерской), Карибской, Западно-Сибирской и Казахстанской [28, 41, 184]. Надвигание шарьяжей приводит к горообразованию (позднему орогенезу). Гравитационная неустойчивость через определённый промежуток времени реализуется подъёмом нагретых глубинных масс с развитием метасоматических «позднеорогенных» *s*-гранитов. В фанерозойских поясах (Урал, Кавказ) такой промежуток составляет порядка 80 млн лет. При меньшем промежутке, например 55 млн лет, до настоящего дня на Кубе подобные граниты ещё не образовались.

Рассмотренные территории и акватории с их комплексом структур в полной мере соответствуют фрагментам фанерозойских глобальных поясов I порядка, которые предлагается относить к гипотранзиталям. Их геодинамика отвечает сочетанию и взаимодействию линейных (валообразных) и ячеистых конвективных структур II порядка. Своеобразными чертами обладают структуры и минерагения в связи с докембрийской ячеистой конвективной геодинамикой, наложенной на континентальную литосферу, представляющую ныне фундамент древних платформ. С этой геодинамикой связано образование источника полезных ископаемых в мантии, проникновение которого в чехол платформы и образование месторождений происходят при иной геодинамике. Всем этим проблемам посвящена глава 12.

12 ГЛАВА РАЗВИТИЕ МИНЕРАГЕНИИ В ФУНДАМЕНТЕ И ЧЕХЛЕ ПЛАТФОРМ КАК СЛЕДСТВИЕ СОЧЕТАНИЯ КОНВЕКТИВНОЙ ГЕОДИНАМИКИ ДРЕВНИХ ГИПОТРАНЗИТАЛЕЙ И ПОСЛЕДУЮЩЕГО ТРАНСТЕНСИОННОГО РЕЖИМА

Эндогенная минерагения платформ сочетает в себе образования, обусловленные принципиально разной геодинамикой: одной, формирующей фундамент, и другой при развитии чехла. Сложное сочетание результатов разных процессов в одном типе месторождений является одной из причин дискуссий относительно их генезиса и критериев прогноза.

Весьма полная характеристика разных сторон геологии траппов, карбонатитов, кимберлитов как общей минерагенической системы содержится в монографии [49]. Тектоника, минерагения, общее развитие системы увязывается с последовательной эволюцией платформенного магматизма, его геодинамическими условиями. Большой фактический материал в этой монографии может служить основой для разных интерпретаций закономерностей платформенной минерагении. Вместе с тем материал заостряет внимание на важных проблемах, которые ускользают от исследователей, опирающихся на ряд парадигм. К таким парадигмам относятся представления о кимберлитовой магме, об исходном для неё и алмазов веществе ювенильной мантии. Вопросы возможного обогащения мантии экзогенным веществом в связи с субдукцией упоминаются, но практически не используются. Авторы монографии, как и многие до них, исходили из парадигмы магматической природы кимберлитов.

Однако к настоящему времени накопилось множество прямых и косвенных фактов, чтобы переменить взгляд на кимберлиты как на магматические породы и вопреки распространённым представлениям по-новому взглянуть на природу алмаза и геодинамику его образования. Вместе с кимберлитами высветилась новая сторона природы карбонатитов и условий их происхождения. Геология и тех и других побудила внимательнее отнестись к субдукции, а также и к ротационному фактору в геодинамике платформ, приводящему к полюсному сжатию планеты. В то же время это привело и к отрицанию астроблемной сущности знаменитой Попигайской структуры на севере Сибирской платформы, с которой ряд исследователей связывает роль метеоритного удара в образовании разновидности алмаза – лонсдейлита.

Дискуссия о кимберлите началась давно. Термин «кимберлит» предложен английским геологом К. Льюисом в 1887 г. Наименование происходит от города, названного в честь Государственного секретаря по делам колоний Великобритании лорда Kimberley. В статье «On diamantiferous peridotite and the genesis of diamond» (1887) К. Льюис впервые дал петрографическое описание коренных алмазоносных пород приисков ЮАР, назвав их «порфировидным слюдистым перидотитом», сопоставляя с перидотитами или пикритами повышенной щёлочности, что предполагало их магматическое происхождение. Другой исследователь Т. Бонней в 1907 г. оспаривал магматическую природу кимберлита и считал его смешанной обломочной породой неустановленного генезиса. Однако представление о магматической природе кимберлитов прочно вошло в геологическую литературу и используется уже более века. Мало было тех, кто придерживался иной точки зрения. Например, А. М. Портнов рассматривал кимберлитовые трубки как следствие флюидного диапиризма, а сами кимберлиты как флюидизиты [192, 193]. При этом в качестве флюида в предложенной им модели выступали метан и водород, а алмаз кристаллизовался при

формировании трубок из газовой системы C-H-O при участии N и S, частичном окислении метана в условиях пониженных давлений и связанного с ним роста активности кислорода.

Анализируя отсутствие признаков термального воздействия кимберлитов на вмещающую среду, автор этих строк отмечал, что кимберлитовый процесс имеет промежуточную сущность между магматогенным и глубинным грязевым вулканизмом [29]. Более чётко вопрос был поставлен Л. В. Махлаевым и И. И. Голубевой: «Являются ли кимберлиты магматическими породами?» и было обосновано, что не являются. Отмечалось ими некорректное использование определений типа «порфировые вкрапленники, порфировые структуры, микролитовые, микропорфировые структуры», употребляемых при описании в отечественной литературе кимберлитов, которые целиком состоят из обломков и связующей мелкообломочной массы, являющейся основой пород. Вместе с тем авторы статьи не считают реальным процесс вулканизма при образовании кимберлитовых трубок: «Мы полагаем, что чашеобразные раструбы, выполняемые "кратерными фациями", формируются тогда, когда основная колонна диатремы, пройдя через кристаллический фундамент и литифицированные толщи, достигает рыхлого покрова. Диатремовые газы устремляются здесь не только вверх, но и в стороны, проникая в межзерновые промежутки нелитифицированных отложений, переводя на первых порах во взвешенное состояние часть материала стенок и вышележащих осадков. Именно на этой стадии в "надтрубочном" осадочном материале развиваются текстуры течения, почему соответствующие породы называют не песками или алевролитами, как за пределами трубки, а ксенотуффизитами… Поэтому диатремы, будучи интрузиями псевдоожиженного (флюидизированного) кластического материала, обычно не достигают земной поверхности: значительная часть газа уходит из интрудирующей массы, как только последняя достигает рыхлого осадочного чехла, либо проникает в зоны тектонической декомпрессии, обусловленной растяжением» [159].

Наконец, сомнения в существовании кимберлитовой магмы (расплава) нашли отражение во втором издании (2008) Петрографического кодекса, где указано, что представления о генезисе кимберлитов не установились [187]. В результате кимберлиты и лампроиты в Кодексе рассмотрены отдельно от типа магматических пород и выделены в самостоятельный тип (наиболее крупный таксон петрографической классификации). Кроме того, кимберлиты не включены и в «новый тип эндогенных горных пород» – флюидогенные породы (флюидолиты), хотя по всем своим свойствам, помимо ультраосновного состава, отвечают текстурно-структурным характеристикам пород этого петрографического типа.

В пользу «флюидолитического», а не магматического состояния кимберлитов существует много доводов. В кимберлитах отсутствует (нигде не выявлен) определённый порядок кристаллизации минералов именно из расплава, а не в процессе метаморфизма. Идиоморфные минералы в кимберлитах представлены метаморфогенными кристаллами (гранаты), в том числе перекристаллизованными (оливины). Келифитовые каймы у кристаллов и обломков не обязательно свидетельствуют о реакции их с расплавом, они могут образоваться при метаморфизме и реакции между минералами в твёрдофазной среде [97]. Эти выводы Н. А. Елисеева опираются на теоретические и экспериментальные исследования химических реакций в твёрдых телах (К. Хауффе, 1962) и на наблюдения келифитовых кайм у кристаллов в метаморфических породах (Дж. А. Данн, 1932).

Несмотря на большую флюидность, в кимберлитах нет «рогульчатых» обломков, которые могли бы указывать на наличие газовых пузырей в магме перед взрывом. Чрезвычайная насыщенность кимберлитов обломками, по-видимому, связана не только со взрывом, но и с былыми деформациями пород уже при региональном метаморфизме в зоне субдукции до образова-

ния кимберлитов. Примечательно и то, что в трубках кимберлитов, как и в массивах карбонатитов, имеет место картина, когда центральная (а не периферическая!) часть овального сечения тела прорывается массой иного состава. Это трактуется как проявление другой фазы магматизма, а не как адвективная структура расслоенной алмазоносной среды, нижние части которой, по аналогии с ядром антиклинали, поднимаются в центре, а далее происходит кимберлитовый диапиризм расслоенной среды. Иначе говоря, «любовь к концентрической зональности» у трубок – свидетельство адвекции расслоенной среды, а не последовательного разновременного внедрения разных по составу магм.

В качестве довода магматической природы кимберлитов иногда приводят наличие даек. Но это не доказывает магматическое состояние кимберлитов. Подобными бывают песчаные дайки среди осадочных толщ, изученные В. Н. Холодовым [274]. В кимберлитах в обилии присутствуют неоплавленные обломки чуждых пород, чего не бывает в палящих тучах вулканов. По периферии трубок кимберлитов нет следов термального метаморфизма, который можно было бы ожидать в связи с расплавами.

Это ставит вслед за собой другой вопрос: «Почему протокимберлитовые массы, поступающие из больших глубин, где температура весьма высока, в верхних горизонтах не плавятся при декомпрессии, подобно тому, как это происходит в обстановке вулкано-плутонических раннеорогенных поясов или при образовании трапповых очагов?» И это при повышенной флюидности кимберлитов, которая могла бы снизить температуру плавления! Причиной может быть то, что подъём нагретой на глубине протокимберлитовой массы происходит очень медленно из-за повышенной вязкости в системе малого размера. В этом, по-видимому, состоит особенность платформенного («спокойного, устойчивого») режима в отношении процессов, подготавливающих вулканизм «твёрдых» масс, когда при подъёме масс релаксация температуры (температуропроводность) может опережать создание условий для плавления нагретой массы, несмотря на декомпрессию. При анализе тектоники платформ нельзя забывать об этих особенностях большой временно́й продолжительности действия относительно малых по величине касательных напряжений. Это принципиальное отличие геодинамики и минерагении платформ от активных территорий океанов, их окраин, орогенов.

Особенно загадочна природа кимберлитовых и большинства карбонатитовых инъективных образований и связанной с ними минерагении, если учесть их особенности, которые с трудом объяснимы в рамках традиционных петрологических моделей. Отнесение их к обычным магматическим образованиям вызывает много возражений. По этой причине, рассматривая геодинамику крупных по размеру систем, обратимся сначала к обсуждению дискуссионных вопросов природы мелких систем, например трубок кимберлитов, фазовой, минералогической, кристаллохимической сущности этих пород.

Эндогенные месторождения, источником вещества которых служат коромантийные образования фундамента платформ, а локализация полезного ископаемого происходит в чехле, вобрали в себя результаты многих процессов. Исследование сущности последних необходимо проводить для каждого из них, поскольку фундамент формируется при активной геодинамике, включающей субдукцию, региональный метаморфизм пород и другие сопровождающие явления, а платформенный режим характеризуется иной, «спокойной», геодинамикой. Природа комплекса разрывных и инъективных структур в этой «спокойной» обстановке требует особого анализа.

Познание взаимодействия всех процессов требует исследований структурных связей составных частей и целостности всей системы. Характеристика целостной системы позволяет лучше понять природу её фрактальной структуры. Для этого проведём системный анализ геологии одного

из наиболее сложных и важных для теории и практики типов месторождений, к которым относятся алмазы в кимберлитах. По ходу рассмотрим вопросы их соотношения с карбонатитами в сочетании с ультращелочными магматическими комплексами (УЩК). Дискуссионные вопросы современного вулканизма, который большинство относит к карбонатитовому, разберём в конце главы.

В геодинамике и тектонике алмазоносных систем существуют две главные проблемы: первая – условия, способствующие образованию алмаза, первичная структура алмазоносного пространства в мантии; вторая – условия доставки алмазоносной среды из глубин к поверхности Земли, их структурное выражение.

Обстоятельный обзор взглядов на природу кимберлитов и алмазов приводится в литературе, однако далеко не все вопросы упомянутых проблем обсуждены в полной мере. Особенно это относится к работам, в которых не принимаются во внимание процессы и структуры субдукции при формировании фундамента платформ [189]. Наиболее распространёнными являются представления, согласно которым алмаз в глубоком докембрии кристаллизовался из магмы или при метасоматозе за счёт флюидных компонентов первичной мантии, а в палеозое и мезозое переносился кимберлитовой магмой к земной поверхности по разломам и трубообразным каналам со взрывом поднятой массы в завершении. Для другой концепции о ксеногенности алмазов убедительной модели, каким образом они попали в кимберлиты, предложено не было.

При рассмотрении роли субдукции в алмазообразовании большинством исследователей, вслед за У. Е. Шарпом [325], используется только её плейт-тектоническая модель. Несовершенство этой модели обосновано в главе 6. Там же рассмотрена другая модель субдукции как краевого эффекта ячеистой неустановившейся конвекции, которая более отвечает геологии алмаза [29, 37]. В неё вписываются особенности кристаллохимии алмазов, латеральная и вертикальная минерагеническая зональность популяций алмазов в сочетании с карбонатитами провинции, участие экзогенного вещества в их источниках [46, 271].

12.1. ВЕЩЕСТВЕННЫЕ И ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ АЛМАЗОВ

Геодинамические условия, способствующие образованию алмаза и структуры алмазоносного пространства в мантии, рассмотрены в ряде работ [29, 44–46, 271]. При выявлении общих для минерагенической провинции геодинамических условий образования алмазов важнейшую роль сыграли исследования их кристаллов, объединённых в группы-популяции. Популяции были выделены Г. К. Хачатрян как статистически значимые системы, характеризующиеся алмазами с определёнными содержаниями азота, входящего в кристаллическую решётку в виде двойных и четверных атомных кластеров, свидетельствующих об относительном различии температур при росте кристаллов [271]. По характеристикам популяций ею предложено выделять шесть типов. Каждую трубку по соотношениям в ней типов алмаза характеризуют главная (> 50 %) и второстепенная (≥ 25 %) популяции алмаза. Наиболее важным результатом было то, что по размещению главных популяций алмаза на Сибирской платформе установлена двусторонняя с элементами концентричности латеральная зональность: наиболее высокотемпературные популяции, к тому же содержащие включения высокобарических минералов в кристаллах, расположены в центре, а наименее, соответственно, по краям (рис. 12.1).

Эта зональность характеризует увеличение глубины образования алмазов в направлении к центру минерагенической провинции. Из вертикальной и латеральной зональности следует вывод, что главная геолого-структурная область (или сочетание зон) фундамента платформы,

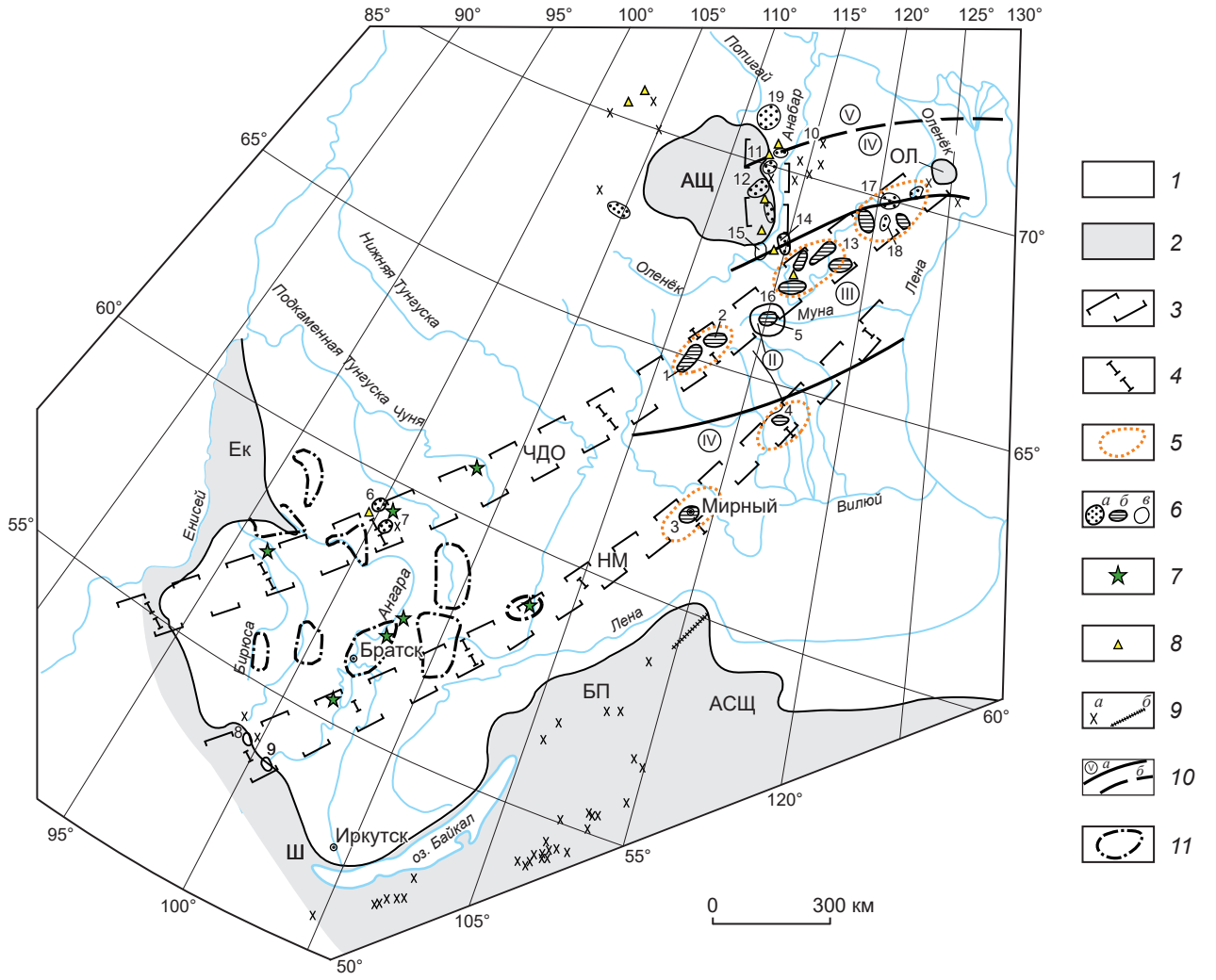


Рис. 12.1. Позиция и структура Якутской алмазоносной провинции на востоке Сибирской платформы.

1 – чехол Сибирской платформы; *2* – области и пояса с выходами архей-раннепротерозойских гранулитов и гранит-зеленокаменных блоков (щиты, их фрагменты), области тектоно-магматической активизации на щитах: АЩ – Анабарский, ОЛ – Оленёкский фрагмент, АСЩ – Алдано-Становой, БП – Байкало-Патомский, Ш – Шарыжалгайский, Ек – фрагмент Енисейского кряжа; *3* – контуры линеаментов, определяющих минерагенические зоны (пояса): ЧДО – Чадобецко-Далдыно-Оленёкского, НМ – Накынско-Мирнинского; *4* – ожидаемые максимумы положительных фаз волновых короблений литосферы вдоль линеамента, обеспечивающих максимальную возможность адвекции глубинных масс в минерагенических областях (суперрайонах) при длине волны $\lambda \approx 300$ км; *5* – приблизительные контуры суперрайонов; *6* – контуры алмазоносных районов и полей с кимберлитами и родственными породами мезозойского (*а*), палеозойского (*б*), допалеозойского (*в*) возрастов (1 – Алакит-Мархинского, 2 – Далдынского, 3 – Мирнинского, 4 – Накынского, 5 – Мунского, 6 – Тайчикуно-Нембинского, 7 – Чадобецкого, 8 – Белозиминского, 9 – Окинского, 10 – Орто-Ыаргинского, 11 – Нижнекуонапского (Стародеченского), 12 – Среднекуонапского, 13 – Восточно-Укукитского, 14 – Западно-Укукитского, 15 – Куранахского (Малокуонапского), 16 – Чомурдахского, 17 – Куойского, 18 – Молодинского, 19 – Попигайского); *7* – присутствие алмазов в аллювии; *8* – тела карбонатитов; *9* – тела щелочного и щёлочно-ультраосновного составов (*а* – массивы, *б* – пояс даек лампрофиров, C_{2-3}); *10* – условные границы зон, в которых главные популяции алмаза из тел кимберлитов (*а*) и из россыпей (*б*) характеризуются наиболее высокими (II), промежуточными (III, IV) и относительно низкими (V) температурами образования; *11* – контуры железорудных районов в Ангарской минерагенической провинции (по [257]).

где происходил рост кристаллов алмаза, имеет трёхмерную морфологию, подобную перевёрнутому эллипсовидному конусу, или чаше. Важно подчеркнуть, что речь идёт не о современной структуре этой области или зоны в фундаменте платформы, а о структуре, которая была в раннем докембрии. Подход к расшифровке алмазоносных структур через зональность популяций принципиально отличается от геофизических интерпретаций, отражающих современное состояние фундамента платформы. Это обусловлено тем, что древняя глубинная структура и геофизические свойства фундамента Сибирской платформы преобразованы под воздействием сибирского траппового магматизма в конце палеозоя–начале мезозоя.

Очень важными для выяснения природы источника алмазов оказались новые данные по их кристаллохимии. В составе кристаллов установлены: 1) остатки органического вещества; 2) образование структурной примеси водорода в алмазе за счёт органики; 3) уменьшение концентрации органического вещества в среде в процессе роста кристалла алмаза. В сочетании с лёгким изотопным составом углерода, характерным для биомассы, всё это свидетельствует об участии биогенного вещества в образовании алмаза [271]. Ещё одним свидетельством того, что вещество биомассы – главный источник роста алмаза, является вхождение ассоциации углерода, водорода и азота, характерной для кристаллов алмаза, в состав макромолекул РНК и ДНК живых клеток. Именно рост рассредоточенных в бассейне организмов, заимствующих эти химические элементы из низковязкой (водной или воздушной) среды, при этом с выбором («фракционированием») определённых изотопов, обеспечивает рассредоточенное распределение источников алмаза, а потом и кристаллов в породе. Условия седиментогенеза могли вносить свою лепту в концентрацию и размеры кристаллов алмаза. В пелитовой и терригенной массе дна бассейна множественные биогенные скопления, не успев вырасти, подвергались быстрому захоронению (месторождение Кумды-Коль). В бассейне с дном, сложенным базитами или ультрабазитами, где было мало осадков пелитов, к тому же «мало пищи», организмов было мало, но они (или их колонии) могли расти долго, до относительно крупных размеров. По таким источникам, погружённым в мантию, могли образоваться крупные кристаллы алмаза, которые встречаются в кимберлитах, а в апотерригенных метаморфических толщах – лишь мелкие, но многочисленные кристаллы.

Всё отмеченное выше послужило дополнительным фактическим обоснованием существовавшего предположения о том, что, по крайней мере, часть вещества алмаза сначала была экзогенной, находилась в толщах земной коры и была субдуцирована в мантию, где и происходил рост кристаллов алмаза. Главным химическим фактором образования алмазов является, по-видимому, реакция органических соединений (углеводородов и других) с оксидами углерода. Локальное размещение древнейшей биомассы в толщах, потом субдуцированных, может быть одной из главных причин отсутствия алмазов во многих трубках кимберлитов, несмотря на присутствие минералов-спутников, свидетельствующих о наличии необходимых давлений и температур для алмазообразования. Не тип и не петрохимия кимберлитов определяют их алмазную продуктивность, хотя местная корреляция может быть.

Геодинамические условия роста алмаза отражены в морфологии и структуре их кристаллов. На рост кристаллов алмаза в условиях твёрдой среды, а не из расплава и часто при стрессе указывают такие факты: 1) уплощённость формы кристаллов, лишающая их двух осей симметрии L_4, несмотря на кубическую сингонию; 2) их деформации во время роста с образованием трещин скалывания, не выходящих во внешние зоны кристалла; 3) наличие трещин отрыва, заполненных алмазным веществом последующей генерации; 4) обломки алмаза в алмазе; 5) разный механизм роста (нормальный и тангенциаль-

ный) на разных гранях одного кристалла, что согласуется с его ориентировкой относительно нормальных и касательных напряжений; 6) нередко встречающееся резкое изменение механизма роста и морфологии внутренних частей алмаза, которые отражают поворот растущего кристалла вместе с пластически деформируемой вмещающей средой, что возможно при землетрясениях и перед ними [44, 45]. Ещё один факт, говорящий о кристаллизации алмаза не из раствора и не из расплава, это то, что в ряде кристаллов внешние зоны роста образовались при большей температуре, чем внутренние [308].

Все упомянутые выводы служат поводом для выбора геодинамической модели, в которой обеспечиваются погружение в мантию толщ, содержащих источник углерода алмаза, и соответствующие динамические условия. Комплексу требований более других соответствует модель ячеистой неустановившейся конвекции с развитием зон субдукции в виде лежачих синклиналей, погружающихся от краёв к центру ячеи, рассмотренная в главе 3 (см. рис. 3.1). На модели видны последовательное поднятие глубинных слоёв в центре конвективной ячеи и образование синклиналеобразных зон субдукции по краям. Такие же субдукционные синклинали получены тектонофизическим моделированием при исследовании адвективных структур в обстановке гравитационной неустойчивости [209] (рис. 12.2, Б). Этим моделям соответствует построенный по данным вертикальной и латеральной зональности популяций схематический разрез структуры фундамента Сибирской платформы и её периферии (см. рис. 12.2, А). Субдукционные зоны, образовавшиеся по краям модели конвективной ячеи, аналогичны зонам размещения популяций алмаза в глубинах Сибири [45].

Верхняя часть разреза конвективной системы соответствует расходящейся в стороны сиалической части литосферы (Анабарский и Алданский щиты на краях ячеи), а периферическая чашеобразная – зонам субдукции. Низ центральной части разреза показан в предшествии перемещения субдуцированных толщ вверх в связи с восходящей ветвью конвективной системы (плюма), т. е. позиции толщ, соответствующей их переходу от прогрессивного метаморфизма к регрессивному. Надсубдукционное пространство подобно мантийному килю в фундаменте платформы.

В ядрах сжатых субдукционных синклиналей толщи расплющиваются, а породы подвергаются региональному метаморфизму с развитием кристаллизационной сланцеватости. Кристаллизационная сланцеватость в глубинных алмазоносных толщах – важный фактор снижения их эффективной вязкости, способствующей последующему пластическому перемещению. Кроме того, как видно из модели (см. рис. 3.1), в центре ячеи с нарастанием фаз конвекции происходит подъём глубинных симатических масс, а по периферии – увеличение мощности сиалической коры (щиты, «кратоны»). И это явление влечёт за собой два следствия.

Первое следствие – структурно-вещественное. Такой зональности соответствует общая тенденция смены области кимберлитов в центре зонами, несущими черты лампроитов, ближе к периферии платформы. Далее они сменяются карбонатитами и массивами ультращелочных магматических комплексов. С этим согласуется и то, что лампроитам, в отличие от кимберлитов, свойственно в целом усиление геохимических черт, в большей мере отвечающих континентальной литосфере [49]. В отличие от моделей субдукции океанических литосферных плит в конвективной модели субдуцируют и шельфовые фации с континентальным типом земной коры. Обычно среди таких фаций большую роль играют карбонаты, фосфорсодержащие осадки. Развитые по ним *s*-граниты имеют фторную специализацию [69]. Флюорит характерен для стратиформных полиметаллических месторождений в карбонатных толщах, в отличие от колчеданных месторождений в базальтоидах, более удалённых от берега. По геохимическим чертам состав алмазо-

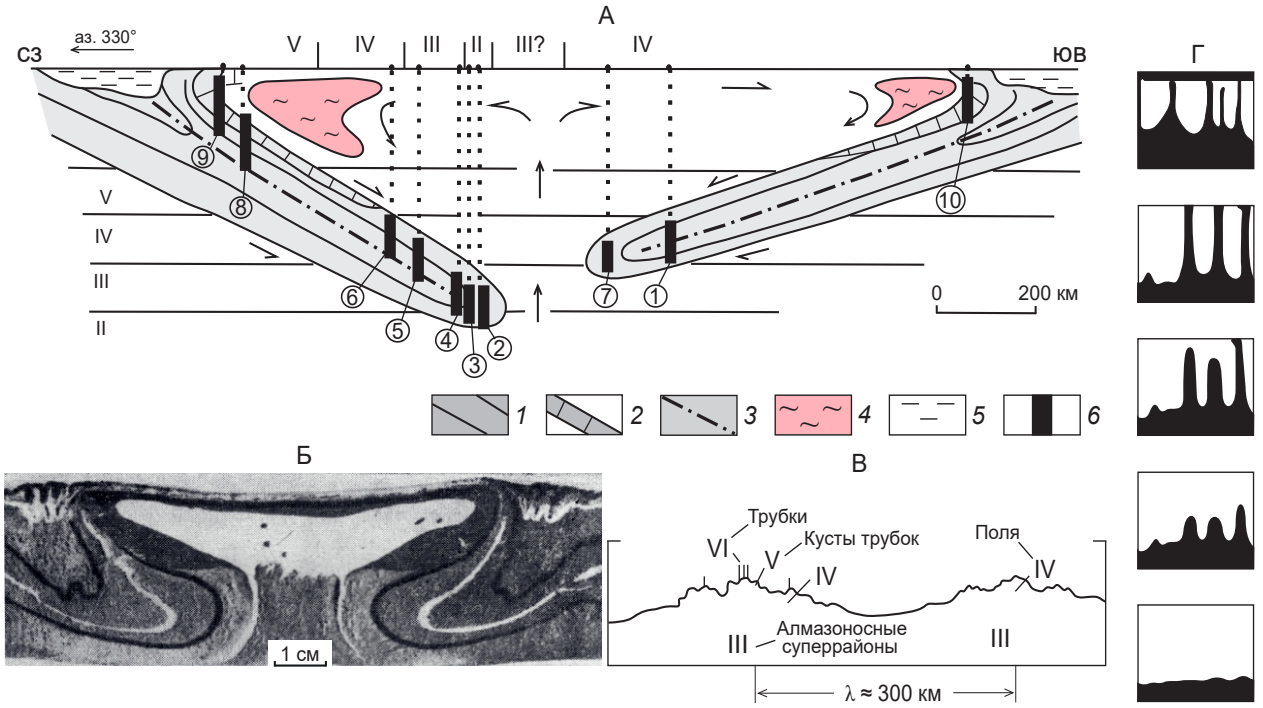


Рис. 12.2. Общая модель геодинамики алмазоносной системы.

А – формирование структуры алмазоносного пространства в фундаменте Сибирской платформы на рубеже раннего–среднего протерозоя (пресс-проекция на вертикальное сечение по аз. 330°); *1, 2* – субдуцированные толщи краевых бассейнов с ультрабазит-базитовым основанием (*1*), шельфовые фации (*2*); *3* – осевые поверхности субдуцированных синклиналей; *4* – архей-протерозойские толщи Анабарского и Алданского щитов; *5* – краевые бассейны; *6* – позиция вертикальных интервалов зоны субдукции, обеспечивающих алмазоносность кимберлитов в трубках (цифры в кружках): Мир (1), Удачная (2), Молодость (3), Поисковая (4), Ленинград (5), Малокуонапская (6), Накынского поля (7), Попигайской структуры (8), щёлочно-мафит-карбонатитовых расслоенных и кольцевых массивов по периферии Анабарского (9) и Алданского (10) щитов; стрелками показано направление пластических течений масс в конвективной ячее; римские цифры – типы популяций алмаза, их относительная позиция в латеральной зональности платформы и по глубине; вертикальный масштаб условный; Б – аналогичная по структуре модель, полученная при центрифугировании слоистой толщи из замазки, модельной глины и силикона, по [209]; В – фрактальная волновая структура подъёма алмазоносных масс из мантии, λ – длина волны; Г – последовательность развития и периодичность размещения ячеистых поднятий на адвективном валу, перерастание их в трубчатые тела (тектонофизическая модель адвекции битума под слоем патоки, по [240]).

носной среды близок к толщам шельфовых фаций и их переходу к более глубоководным. На это практически не обращается внимания, возможно, потому, что одни исследователи не допускают участия субдукции в доставке протолита в глубины Земли, а те, кто признают это, используют плейт-тектоническую модель субдукции, в которой шельфовые фации не участвуют.

Между тем алмазы, например, района Жуина в Бразилии содержат включения карбонатов, фосфатов, фторидов [309]. Авторы статьи приводят обширный список минералов, в том числе 11 впервые ими выявленных. Минералы присутствуют в виде «ультрамикровключений» размером от 50 до 700 нм (доломит, анкерит, магнезит, брейнерит, галит, сильвин, сульфиды железа и никеля, никелистое железо и др.). Отмечается, что никелистое железо и брейнерит характерны для железистых и углистых метеоритов. Авторы приходят к выводу, что эта ассоциация свидетельствует о глубоком мантийном источнике, «идентифицированном как нижнемантийная

первичная карбонатитовая ассоциация». С моей точки зрения, установленная весьма разнообразная смесь наночастиц, вероятнее всего, несёт следы пелитовых частиц осадков, в том числе космической пыли, попавшей в толщи до их субдукции, а потом захваченной алмазами. К этому побуждает и то, что Н. А. Шило предложил выделять «астрональный литогенез», так как (по оценкам Г. К. Еременко, Ю. А. Полканова, Э. А. Витриченко, 1977) ежегодно на поверхность Земли попадает 10^8–10^4 т космического вещества [279].

Как видно из модели, при субдукции толщи одного крыла синклинали переворачиваются кровлей вниз. Будучи затянутыми конвективным процессом под породы верхней части мантии, они оказываются в обстановке гравитационной неустойчивости. Дальнейшая реализация неустойчивости при особых условиях приводит не только к подъёму алмазоносных масс, но и толщ, превращаемых в карбонатиты с щелочными фосфороносными магматическими породами. Иначе говоря, происхождение карбонатитов во многом определяется предшествующей субдукцией карбонатсодержащих толщ шельфовых фаций.

Весьма пёстрый геохимический состав руд в минерагении карбонатитов и УЩК побуждает предполагать участие при этом в их протолите экзогенного материала за счёт размыва разных гипогенных источников до субдукции.

С закономерной позицией ассоциации источников кимберлитов и карбонатитов, образованной в единой конвективной системе с зонами субдукции, согласуются особенности морфологии их тел, доставленных из глубины. В верхней части структур доставки их тела приобретают овальные в плане формы. Обобщённые модели конкретных массивов карбонатитов и УЩК представлены на рис. 12.3, 12.4. Для тел кимберлитов их всегда рассматривают в качестве трубок, а для карбонатитов и УЩК с концентрически-зональной структурой эту особенность трактуют по-разному. Но важно другое. Л. С. Бородин наметил, а В. И. Смирнов подчёркивал, что в таких телах от центра к периферии наблюдается либо центростремительная, либо центробежная зональность в размещении карбонатитов и УЩК [225]. Наиболее распространён случай с карбонатитами в центре, и их относят к поздним внедрениям, а зональность к центростремительной. Формирование таких концентрически зональных тел рассматривают с позиций магматической или гидротермальной моделей, приводя в обоснование те или иные физико-химические условия образования, внедрение по загадочным кольцевым разломам. Эти модели не предусматривают того, что первичным источником вещества карбонатитов могли быть субдуцированные толщи.

Концентрическая зональная структура и кажущаяся последовательность внедрения пород разного состава вполне соответствуют адвекции расслоенной толщи в виде ячеи в субдукционной синклинали. В ядре синклинали карбонаты находятся в обстановке гравитационной неустойчивости. При адвекции они изгибают расположенные над ними толщи, поднимают их и пересекают верхнее крыло синклинали, создавая концентрическую зональность тел. Реже адвектирует и слоистый разрез нижнего крыла, приводя к противоположной зональности с ультраосновными породами в центре (центробежная зональность). В монографии [49] приводятся конкретные примеры массивов с центростремительной зональностью: Томтор, Белозиминский, Мвамбуто, Канганкунде, Палабора, Сент-Оноре и др. (см. рис. 12.3, 12.4). К массивам с центробежной зональностью, в которых ранние месторождения сменяются более поздними в направлении от центра к периферии рудоносных массивов УЩК, относятся Ковдор, Африканда, Арбарастах. При этом отмечен важный и интересный факт: в некоторых случаях на ранних этапах образования рудоносных массивов УЩК проявлен один тип зональности, на поздних – противоположный. Этот пример может соответствовать ситуации, когда эдукции подвергается разрез дополнительной складки, осложняющей крыло субдукци-

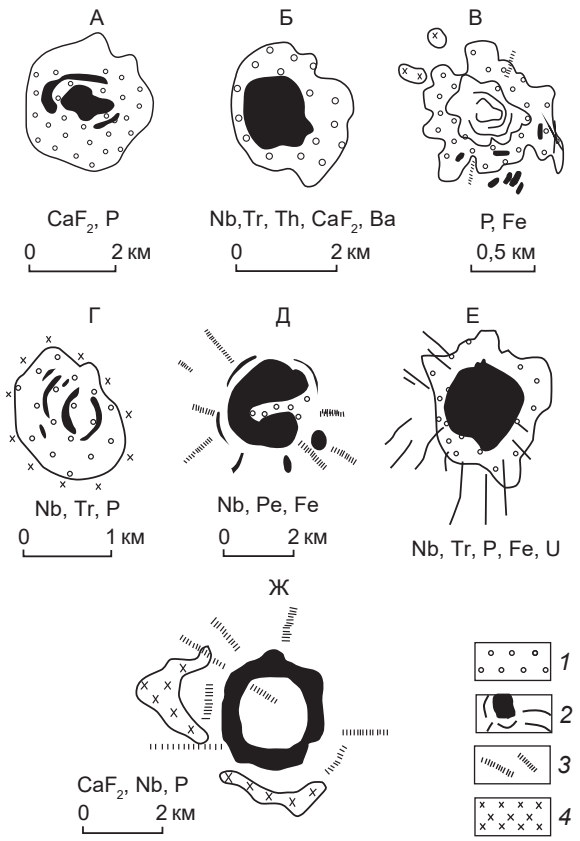


Рис. 12.3. Карбонатитовые рудные поля и месторождения вулканогенной группы, по [49].

Массивы: А – Крюдфонтейн (ЮАР), Б – Мвамбуто (Замбия), В – Хома (Кения), Г – Санго (Малави), Д – Торор (Уганда), Е – Ханнешин (Афганистан), Ж – Амба-Донгар (Индия). *1* – вулканиты (эффузивы, пирокласты, жерловые штоки); *2* – карбонатиты; *3* – дайки щелочных пород; *4* – щелочные породы.

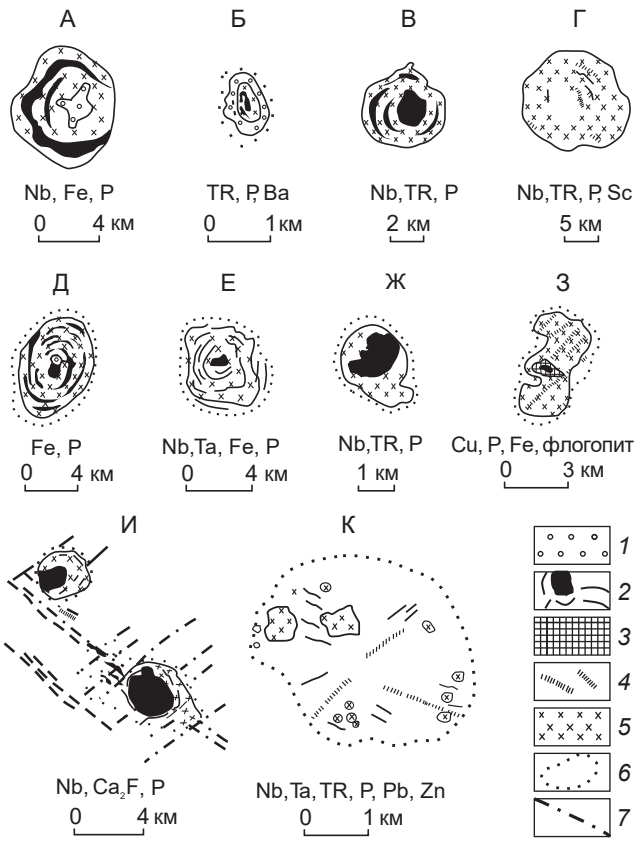


Рис. 12.4. Карбонатитовые рудные поля и месторождения вулкано-плутоногенной и плутоногенной групп, по [49].

Массивы: А – Букусу (Уганда), Б – Канганкунде (Малави), В – Араша (Бразилия), Г – Томтор (Россия), Д – Глеговер (ЮАР), Е – Арбарастах (Россия), Ж – Сент-Оноре (Канада), З – Палабора (ЮАР), И – Большетагнинский, Белозиминский (Россия), К – Хамнинский (скрытый, Россия). *1* – карбонатитовые агломераты; *2* – карбонатиты; *3* – апатит-магнетитовые руды; *4* – дайки щелочных пород; *5* – ультраосновные щелочные породы; *6* – ореол фенитизации; *7* – разломы.

онной синклинали. Иначе говоря, кажущаяся последовательность внедрения отражает адвекцию разных слоёв одного крыла складки или, что редко, обоих крыльев лежачей складки.

Таким образом, разработанные ранее модели, включающие магматические и гидротермальные процессы, могут быть вписаны в адвективную модель в качестве деталей минералообразования в общей системе. При петрологических исследованиях условий образования как карбонатитов, так и кимберлитов необходимо учитывать преобразования экзогенных структур в эндогенных условиях, не ограничиваясь рассмотрением только последних, трактуя их в качестве первичных. Именно шельфовые фации как наиболее приближенные к областям сноса с континента и дифференцированные в водной среде, будучи субдуцированными, несут в себе разнообразную комплексную рудную нагрузку в карбонатитах.

Зона карбонатитов и УЩК является периферической при оконтуривании овальной по форме минерагенической алмазо-

носной провинции. Алмазоносной частью мантии служит более погружённая субдуцированная литосфера. Особенно продуктивен её интервал, который близок к ядрам субдукционных сжатых синклиналей, представляющий зону главных популяций алмаза. Этот интервал изменяет глубину, создавая латеральную зональность популяций в провинции. Платформенные территории её внешнего контура с алмазами, привнесёнными в результате экзогенных процессов, могут располагаться за пределами минерагенической провинции, где они рождаются, и не содержать коренных месторождений алмазов.

Второе следствие – геолого-структурное. Над восходящими глубинными массами большой плотности в силу изостазии образуется депрессия, которая сохраняется на долгие времена, что позволяет использовать геоморфологию, намечать центр конвективной ячеи – главного геодинамического фактора, определяющего глубинную структуру минерагенической провинции. По периферии ячеи, куда от центра смещаются массы коры, образуются поднятия, орогены, кряжи на платформах. За их пределами мала вероятность встретить коренные месторождения алмаза.

Весьма сложным является вопрос, в каком месте на глубине и под каким углом подходят друг к другу толщи, субдуцированные с разных сторон конвективной ячеи, например с юга и севера Якутской провинции. Можно лишь предполагать (учитывая тенденцию дрейфа литосферы к экватору под действием центробежных сил в ротационном поле Земли), что зона субдукции с севера на юг под Анабарский щит имела более крутое падение, чем субдуцированные толщи с юга на север под Алданский щит. Влияние ротационных сил на горизонтальные перемещения земной коры к экватору было теоретически предсказано Л. Этвёшем в 1913 г., подтверждено геологическими данными и физическим моделированием А. Вегенером [73], а влияние переноса ротационного количества движения при конвекции земных масс на крутизну падения зон субдукции А. Н. Барышевым [28]. Вследствие этого и иных причин крупные конвективные геологические системы практически всегда асимметричны. Это явление учтено на схематическом разрезе. Асимметрия соответствует меньшей ширине зон типов популяций на севере по сравнению с южной частью их реальных проекций на поверхность. В разрез не включены древние толщи Байкало-Патомского шарьяжа, присутствующие на рис. 12.1. В современную позицию эти толщи попали в силуре–девоне в результате перемещения их с юга [15].

Важной стороной структурного следствия может быть и то, что в самом центре провинции, над восходящей ветвью конвекции (осью плюма), трубок с алмазами может не быть из-за отсутствия субдуцированных толщ. То есть разрез показывает проблематичность глубинной структуры той части зоны популяций III, которая расположена к юго-востоку от Верхне-Мунского (с трубкой Поисковая) и Далдынского (с трубками Молодость и Удачная) полей. Зона III здесь намечена по алмазам из россыпей при отсутствии трубок. Отсутствие субдуцированных толщ вблизи оси восходящей ветви модели конвективной ячеи позволяет предполагать, что алмазоносные кимберлитовые трубки в указанной части зоны III не обнаружены до сих пор по причине их реального отсутствия в природе.

Стрессовая ситуация при росте части кристаллов алмаза в тектонически активной обстановке вписывается в обстановку сжатия толщ в субдукционных синклиналях. Стресс – главный фактор регионального метаморфизма. Поэтому закономерно то, что контуры латеральной зональности популяций алмаза и древних толщ с возрастом регионального метаморфизма 1,8–2,0 млрд лет, которые концентрически обрамляют Сибирскую платформу, параллельны. Примечательно и то, что простирание зон популяций на платформе не согласуется с близмеридиональным простиранием архейских структур, несмотря на явное участие структур этого направления в локализации палеозойских и ме-

зозойских кимберлитовых трубок. То есть возраст большинства алмазов Сибири раннепротерозойский.

Всё изложенное выше позволяет сделать вывод о том, что геодинамика, формирующая структуры, где образуется алмаз, определяется краевыми эффектами неустановившейся ячеистой конвекции. Все структуры доставки алмаза к поверхности Земли должны быть привязаны к алмазоносному пространству в мантии. Вне этого пространства структуры доставки окажутся без алмазов.

12.2. ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ И СТРУКТУРА ДОСТАВКИ ГЛУБИННЫХ АЛМАЗОНОСНЫХ МАСС К ПОВЕРХНОСТИ ЗЕМЛИ

Алмазоносные массы доставляются из глубин к поверхности Земли не только значительно позже алмазообразования, но и в целом при ином геодинамическом режиме. Завершающие фазы подъёма в виде кимберлитовых трубок происходят в платформенной обстановке, а геодинамика начальных фаз не столь очевидна и может предполагаться по косвенным данным. На этот счёт существуют разные представления.

Одно, наиболее позднее из них, выражено группой известных исследователей алмаза в виде модели, использующей субдукцию океанической плиты под кратон (рис. 12.5). От субдуцированной плиты на глубине более 410 км происходит рост плюмов, от которых у границы астеносферы и литосферы на глубинах около 200–220 км отходят кимберлитовые трубки, захватывающие алмазы, образованные вне связи с субдукцией в литосферной мантии на глубинах более 140 км. Модель привлекательна тем, что предполагает увеличение глубины алмазообразования в направлении к центру кратона. Охарактеризованы минеральные преобразования в мантии и субдуцируемой плите в зависимости от давления на разных глубинах (на основании экспериментальных и теоретических данных парагенезисов минералов-спутников алмаза, наблюдаемых в кимберлитах). Обсуждаются соотношения мантийных флюидов и расплавов при алмазообразовании. Эта модель алмазоносных систем, как и подавляющее большинство других моделей с субдукцией толщ в виде плиты, не рассматривает тектонофизические условия динамотермального метаморфизма. Субдукция прямо не участвует в конвекции мантии, а лишь служит местом зарождения плюмов. Их можно представить как частные вертикальные адвективные ветви в конвективных системах, но авторы модели об этом умалчивают. Причины, вызывающие подъём алмазоносных масс, зарождение кимберлитовых трубок на столь больших глубинах, не обоснованы. Кроме того, подобные модели не рассматривают переходные состояния и процессы в последовательном развитии систем от провинциального (тысячи километров) до локального (километры–сотни метров) масштабов и, соответственно, снижение вязкости вещества в разных объёмах (от вязкости литосферной плиты до вязкости, присущей кимберлиту). Обсуждение этого вопроса важно с точки зрения геодинамики (так как при конвекции снижение вязкости влечёт за собой рождение фрактальной структуры системы, см. гл. 3) и для определения геодинамической сущности ряда минерагенических таксонов, используемых в практике прогнозных исследований.

Фрактальность алмазоносных систем выражается в неравномерном на территории распределении кимберлитовых трубок, образующих кластеры разных конфигурации (линейной или изометричной) и площади. Кластеры отражают разные глубинные структуры доставки алмазоносных масс к поверхности. К ним применяют стандартные наименования, принятые в геологии рудных месторождений, однако одним и тем же термином во многих случаях называют разные по сущности и объёму алмазоносные таксоны. Геодинамический анализ алмазоносных систем требует со-

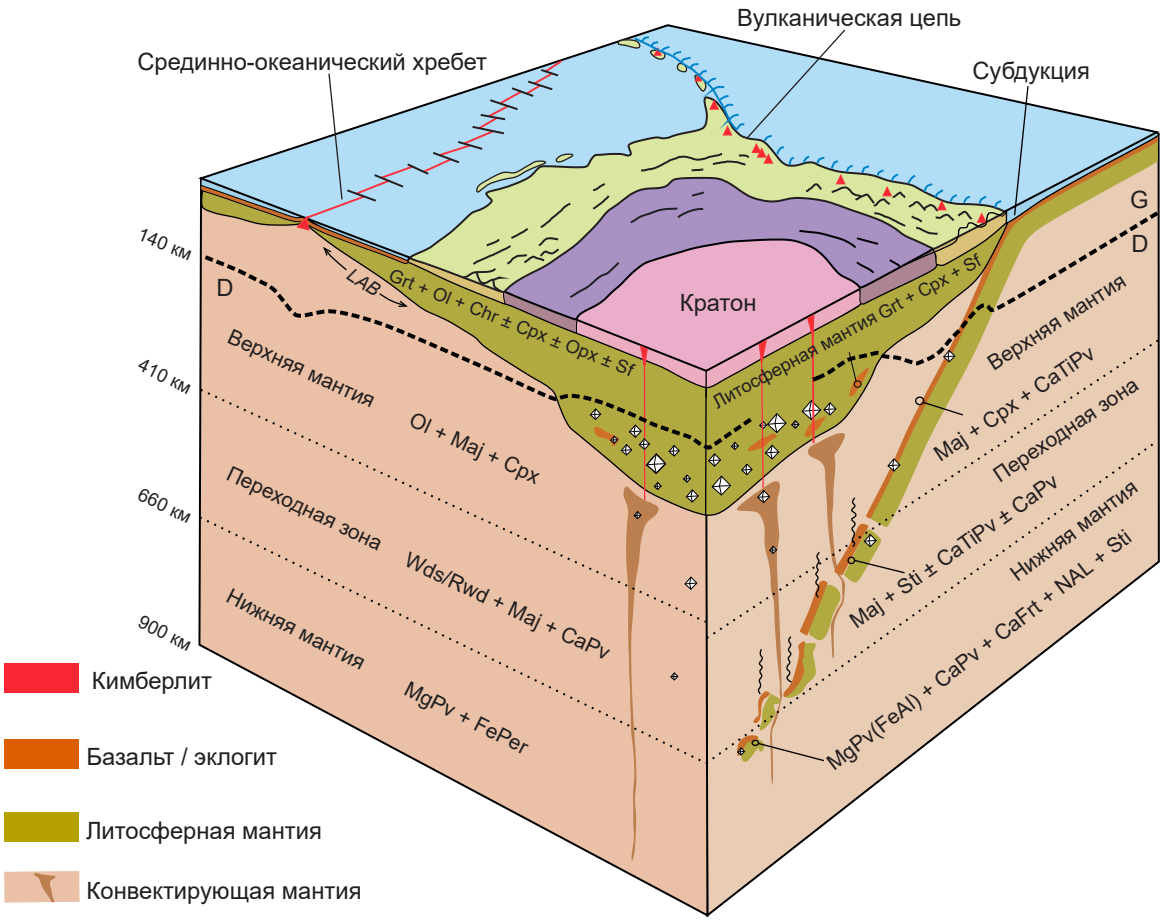


Рис. 12.5. Схема позиции алмазоносных структур относительно кратона, мантии и субдуцируемой литосферной плиты, блок-диаграмма (из [326]).

LAB – граница литосфера / астеносфера; минералы в индекс-ассоциациях глубинных зон мантии: G – графит, D – алмаз, Grt – гранат, Ol – оливин, Sf – сульфиды, Cpx – клинопироксен, Opx – ортопироксен, Chr – хромит, Maj – мейджорит, Pv – перовскит, CaPv – Ca-перовскит, CaTiPv – Ca-Ti-перовскит, MgPv – Mg-перовскит, Wds – вадслеит, Rwd – рингвудит, Sti – стишовит, FePer – ферропериклаз, CaFrt – Ca-феррит, NAL – новая Al-фаза; квадраты с крестом – алмазы; красные треугольники – вулканы.

вершенствования их минерагенической таксономии и терминологии. Это совершенствование возможно осуществить, если принять во внимание условия и структуры доставки алмазоносных масс, рассмотрев при этом дискуссионные вопросы.

Формула уравнения Рэлея, описывающая условия конвекции, в знаменателе содержит параметры вязкости и температуропроводность, стремящуюся снизить термическое расширение и разуплотнение масс, приводя к релаксации напряжений. Для условий доставки особо важна оценка переменного параметра вязкости. Она позволяет представить, как в процессе адвекции субдуцированные массы, в которых в условиях мантии образовался алмаз, «дошли до жизни такой», что превратились в кимберлиты трубок. В этом могут помочь уравнения подобия конвекции, в которых важную роль играет вязкость. Оценка её величины непосредственно связана с представлениями о фазовом состоянии протокимберлитовой и кимберлитовой масс как во время алмазообразования, так и при их подъёме из глубин. Кимберлиты предпочитают ячеистый диапиризм в виде трубок, практически не заполняют разломы, хотя присутствующие рядом явно магматические базальты эти разломы используют

«весьма охотно». Эта особенность внедрений заставляет обратиться к сущности понятия «кимберлитовая магма», её фазовому состоянию и наиболее вероятным реологическим свойствам. С точки зрения этимологии, термин «магма» (итал., исп. *magma* – тесто, месиво) можно было принять, если бы вязкость кимберлитов до взрыва была порядка 10^4–10^7 пуаз (подобной техническому вазелину или в 1000 раз больше). Однако устоявшееся в геологии понятие магмы требует наличия расплава (частично или целиком) в её содержимом. Этого ни в структуре, ни в текстуре кимберлитов явно не просматривается. Но подавляющим большинством геологов магма подразумевается, а потом используется в модельных построениях процессов и геологических структур.

Масса кимберлитов, несмотря на ультраосновной состав, интенсивную серпентинизацию, при внедрении в осадочные толщи земной коры ведёт себя, как среда достаточно большой вязкости (порядка 10^{11}–10^{13} пуаз, т. е. подобно льду), что не характерно для основных и ультрабазитовых магм. Оценка вязкости проведена нами на основании сходства размеров диаметра трубчатых тел кимберлитов и корней колчеданоносных кремнекислых экструзивов, сходства шага периодичности их размещения (2–3 км), морфологического сходства экструзивов и моделей, полученных при тектонофизических экспериментах с учётом условий подобия на эквивалентных материалах с определённой вязкостью (см. гл. 8).

Причины и условия, побуждающие подниматься к поверхности алмазоносные мантийные массы Земли, исследованы недостаточно. Принимаемую рядом исследователей модель, в которой алмазоносная кимберлитовая магма поднимается с глубин 200–250 км со скоростью нескольких метров в секунду, что сохраняет алмазы от уничтожения в расплаве (модель О. Г. Сорохтина), нельзя отнести к реальной. Доставка алмазоносной среды из глубин в виде фрактальной конвективной системы с последовательным снижением вязкости представляется более обоснованной. Однако причина адвекции в связи с ростом вертикальной мощности разуплотнённых слоёв при изменении их угла падения (подобно увеличению высоты поплавка), указанная ранее в модели [29], учитывает не все обстоятельства. На адвекцию алмазоносных систем и соответствующую им пространственную периодичность дополнительное влияние оказывает транстенсия. Её происхождение и физические следствия рассмотрены в главах 3 и 8. Здесь же подчеркнём её участие в адвекции алмазоносных масс.

Возможность подъёма кимберлитовой массы («магмы») под действием выталкивающей силы в работах по алмазоносным кимберлитам принято объяснять «повышенной проницаемостью» среды. Проницаемость считают фунцией тектонической раздробленности, трещиноватости, возникающих в области пересечения разломов разного направления. Такой подход нельзя признать достаточно корректным. Проницаемостью в физике и гидрогеологии называют свойство среды, определяемое скоростью фильтрации через неё при градиенте давления. Но кимберлиты не фильтруются, а адвектируются сплошной массой. Речь должна идти об условной вязкости адвектирующей массы и окружающей среды. Разломы в большей степени являются лишь показателями поля напряжений при их образовании, чем путями движения кимберлитовой массы и их вместилищем. Разломы в такой ситуации появляются в конце процесса адвекции масс и после, имея протяжённость, ограниченную размерами зоны транстенсии. При этом в реконструированном поле напряжений зоны или области транстенсии ось наибольших сжимающих напряжений σ_3 может иметь ориентировку, перпендикулярную или косую к простиранию гряды трубок, т. е. неблагоприятную для приоткрывания разлома, параллельного гряде. Это лишний раз свидетельствует о том, что не разломы контролируют размещение трубок кимберлитов, а адвективные валы, развивающиеся при транстенсии.

Чем выше поднимается флюидизированная протокимберлитовая масса, тем более она расширяется, вновь и вновь компенсируя транстенсию. Происходит не только адвекция, но и дилатансия (расширение при сдвиге), увеличение диаметра трубки, что повышает разуплотнение. Лишь вверху адвективной колонны, когда прочность перекрывающей толщи не способна выдержать флюидное давление, происходит взрыв с образованием раструба (его морфология – это нижняя часть сферы). Трубки кимберлитовых брекчий весьма часто называют трубками взрыва. Вместе с тем геологической структурой, согласующейся с взрывом, является только верхняя часть тела в виде раструба (кратера, маара), а нижняя трубообразная часть (диатрема) формируется до взрыва. Дело в том, что при взрыве с весьма быстрым высвобождением свободной энергии и с увеличением объёма образуется сферическая волна детонации [190]. Трубка не согласуется с этой волной. На морфологию трубок могут влиять разломы, но они не превращают их в протяжённые дайки. С волной детонации согласуются круглые или овальные в плане кратеры, где контакты кимберлитов имеют относительно пологие падения. Морфология трубки больше всего отвечает адвекции, подобно её выражению в тектонофизическом эксперименте (см. рис. 12.2, Г).

Дальнейшее обсуждение геодинамики и тектоники алмазоносных систем продолжим в разделе 12.3 вместе с рассмотрением конкретных примеров их структур.

12.3. ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ СУЩНОСТЬ СТРУКТУР АЛМАЗОНОСНЫХ СИСТЕМ И ПРОБЛЕМЫ МИНЕРАГЕНИЧЕСКОЙ ТАКСОНОМИИ

Проблемы таксономии неразрывно связаны с размерами, морфологией и структурой объектов. Они могут найти частичное решение при анализе генетической сущности объектов с позиций геодинамики. Объём понятия «алмазоносное поле» нельзя признать устоявшимся, который мог бы удовлетворять терминологии общей минерагении [175]. Поэтому начнём с анализа геодинамики структурных элементов территорий, которые традиционно относят к алмазоносным полям.

Накынское поле (Якутия). Поле интересно тем, что для него, одного из немногих, установлена важная роль сдвиговой тектоники и сопряжённой с ней транстенсии, была предложена тектонофизическая интерпретация разрывной структуры [113]. Учитывая возникающее при транстенсии преобразование поля напряжений, можно предложить модель тектонофизического развития структурных элементов (рис. 12.6) с несколько отличной их интерпретацией, чем данной П. А. Игнатовым.

Основу структуры поля представляет зона транстенсии вдоль Диагонального разлома, возникшая за счёт левых сдвиговых усилий вдоль Ботуобинского разлома. Принимая за первичное поле напряжений то, которое было на северо-востоке Ботуобинского разлома (врезка *а*), мы вправе ожидать изменение осей напряжений при возникшей транстенсии (врезка *б*). При этом уменьшение всестороннего давления и за счёт этого возрастание касательных напряжений, достигающих предела длительной прочности – кривой, «огибающей большие круги Мора» (врезка *в*), приводит к развитию новых разломов с соответствующими направлениями перемещений. С намеченной тектонофизической картиной вполне согласуются общие и частные черты структуры Накынского поля. Главная черта – это образование гряды кимберлитовых тел вдоль линейной зоны транстенсии. Основными структурными элементами для неё явились не дайки в разломах, а трубки. Вместе с тем в Махинском и Ботуобинском телах отмечаются элементы жилообразной морфологии. Кроме того, трубка Майская после образования была смещена по близмеридиональному разлому, как по левому сдвигу, входящему в зону Диагонального разлома (врезка *г*). Такая деформация масс трубки могла происходить при её продвиже-

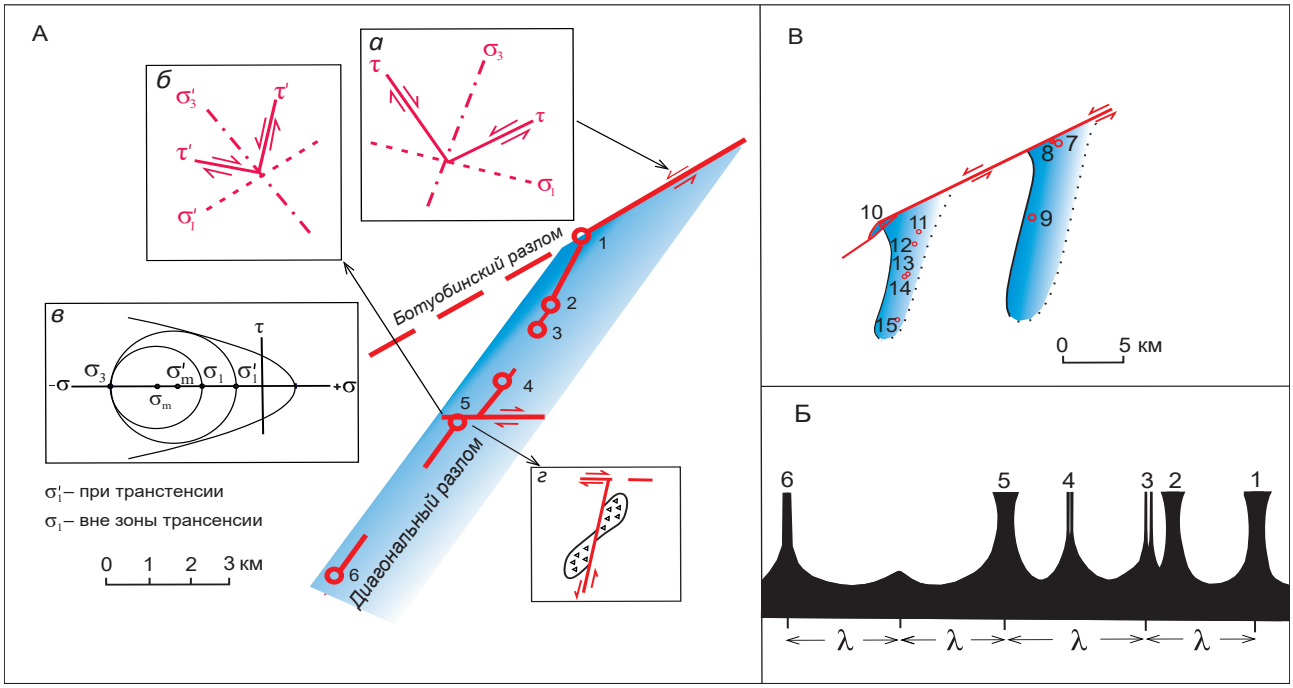


Рис. 12.6. Схема структуры и геодинамики алмазоносных полей Накынско-Мирнинской минерагенической зоны (составлена с использованием материалов [113, 197]).

А – Накынское поле. Цветом выделена проекция зоны транстенсии с максимальной её интенсивностью (тёмная часть). Стрелки на разломах – направление сдвиговых усилий. Врезки: *а*, *б* – поля тектонических напряжений: *а* – первичного, *б* – вторичного, преобразованного в зоне транстенсии; *в* – диаграмма Мора (огибающая большой круг – предел прочности). Главные нормальные напряжения: σ_3 – алгебраически наименьшие (наибольшие сжимающие), σ_1 – алгебраически наибольшие, τ – касательные напряжения (штрихом обозначены напряжения вторичного поля); *г* – смещения Майской трубки по сдвигам; Б – схема развития гряды кустов трубок кимберлитов с волновой периодичностью (λ – длина волны) на адвективном валу мантийной массы; В – Мирнинский узел с двумя зонами-полями (грядами кустов трубок). Кружки – кимберлитовые трубки и уплощённые тела: Нюрбинская (1), Д-96 (2), Ботуобинская (3), Мархинская (4), Майская (5), Озёрная (6), Мир (7), Спутник (8), Дачная (9), Интернациональная (10), им. XXIII съезда КПСС (11), Амакинская (12), Ан-21 (13), Южная (14), Таёжная (15).

нии вверх. В этом случае окончательный эффект можно трактовать как «пережим трубки» (сообщение П. А. Игнатова автору текста в 2021 г.). Прерывистость простирания Диагонального разлома может быть связана с близширотными правыми сдвигами. Эти новообразованные разломы, вероятно, потому и короткие, что зона транстенсии имеет ограниченную ширину.

Периодичность появления кустов трубок в пространстве имеет место, но осложнена наличием трещинных структур. Сближенные тела Д-96 и Ботуобинское с расстоянием между ними около 0,5 км следует рассматривать в составе одного куста. При этом одно из тел, используя трещину при внедрении, «размывает» чёткость длины волны в адвективной системе. Позиция жильного тела Мархинское может отвечать дополнительному телу, подобно полученному в тектонофизическом эксперименте в качестве поднятия второй генерации на расстоянии в полволны от волны периодичности трубок (см. рис. 12.2, Г).

Появление трубок второй генерации можно считать вполне естественным. При адвекции в ограниченном, стеснённом пространстве появляются волновые гармоники более высокого порядка, приводящие к эффекту, который в теории нелинейных волн называется «инверсионной заселённостью». Это приводит к образованию сближенных и слившихся трубок в кустах. Если учесть перечисленные осложнения общей структуры, то выявится картина, характерная для кустов трубок в иных полях, а

именно: чередование с длиной волны около 2,7 км между однотрубочным Нюрбинским, «двухтрубочным» Д-96 – Ботуобинским и Майским кустами. К юго-западу от последнего на расстоянии двух волн (около 5,2 км) расположен Озёрный куст. Это даёт основание заключить, что главным фактором зарождения основания куста служили адвективные ячеи, расположенные по волновому закону через 2,6–2,7 км на валообразном поднятии (см. рис. 12.6, Б).

В *Мирнинском районе* (узле) ситуация напоминает соседство двух полей, аналогичных Накынскому, отстоящих друг от друга на расстоянии 10 км, каждое из которых содержит близмеридиональный ряд трубок и кустов (см. рис. 12.6, В). Здесь от линии северо-восточного простирания, соединяющей трубки Интернациональная и Мир, которая соответствует позиции разлома с транстенсией вдоль него, к югу распространены две полосы шириной около 3 км с повышенной мощностью нижнепалеозойских толщ [197]. Эти полосы могут отражать зоны транстенсии. К западной полосе приурочены кусты трубок Интернациональный, им. XXIII съезда КПСС, Амакинский, Южный, Таёжный, а к восточной – Мирный и Дачный. Расстояния между кустами составляют от 3,2 до 3,7 км в западной полосе, а в восточной 7,3 км, т. е. в два раза больше, что отражает, очевидно, две волны.

Отмеченный ряд особенностей тектоники и её геодинамического развития присущ западной части Зимнебережной (Архангельской) минерагенической области, с той лишь разницей, что главными усилиями, обеспечивающими транстенсию, являются правые сдвиговые вдоль нарушений северо-западного направления, а не левые северо-восточные, как в Якутии. С учётом продуктивности область может рассматриваться в качестве суперрайона [29].

Традиционно на данной территории (рис. 12.7) выделялись алмазоносные поля Золотицкое (на западе), Черноозёрское (с трубкой им. Гриба), Верхотинское (к востоку от него). Остальная часть территории относилась к Кепинскому полю. Из рисунка видно, что первые три поля соответствуют определённой зоне транстенсии, а Кепинская территория включает множество таковых.

Золотицкое поле имеет линейную форму с грядой кустов и трубок, подобно Накынскому. Оно представлено протяжённой на 14 км серией трубок, одна часть которых группируется в кусты, а другую часть составляют отдельные трубки («однотрубочные кусты»). Поле может соответствовать зоне транстенсии и определяемому ею адвективному валу. От вала поднимается гряда кимберлитовых кустов (с севера на юг): 1) состоящий из трёх тел «трубок» – Первомайской, Белой, Кольцовской; однотрубочные – 2) Ломоносовский, 3) Поморский; 4) двухтрубочный – Пионерский; 5) трёхтрубочные – Карпинский; однотрубочные: 6) Архангельский, 7) Снегурочка. В Пионерском и Карпинском телах кустов присутствуют слившиеся воедино трубки. Расстояние между кустами с первого по пятый составляет 2,3 км, а далее 1,8 и 2 км. Транстенсия способствует образованию разломов, которые влияют на морфологию трубок, вмещая короткие апофизы или приводя к удлинению трубок в плане. В близмеридиональном (северо-северо-восточном) направлении вытянуты Пионерская, Кольцовская, Белая, Поморская трубки. Кроме того, от некоторых из них отходят апофизы в том же направлении (в трубках Снегурочка, Архангельская, им. Карпинского I, им. Карпинского II, Первомайская) [2]. При общем близмеридиональном простирании зоны кустов фиксируются «скачки» её северных отрезков к западу, а южных к востоку. Это может указывать на возможные близширотные левые сдвиги или на существование подобного по морфологии кулисообразного ряда зон транстенсии. При этом в близширотной гряде лишь трубка Октябрьская имеет слабо выраженное удлинение в этом направлении, а остальные тела изометричны. Из этого следует, что разломы не контролируют размещение трубок и кустов, а развиваются после их образования, отражая лишь поле напряжений в зонах транстенсии.

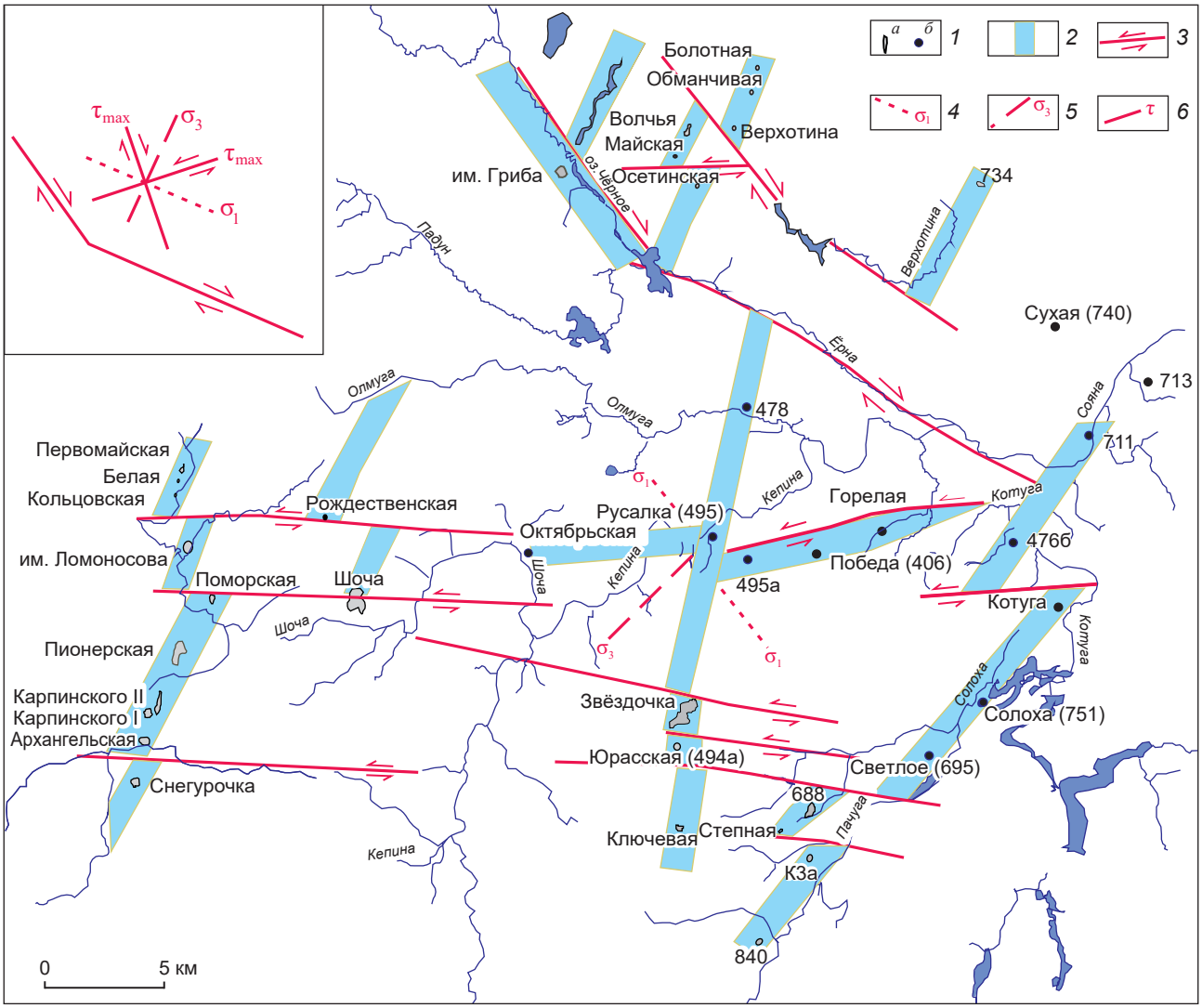


Рис. 12.7. Схема структуры и геодинамики Зимнебережного алмазоносного суперрайона (составлена с использованием материалов [2, 79]).

1 – кимберлитовые тела с указанием их морфологического контура (*а*) и без (*б*); *2* – проекции зоны транстенсии в фундаменте (в условных границах); *3* – разломы и направление сдвиговых усилий; *4, 5* – траектории осей главных нормальных напряжений: *4* – алгебраически наибольших (растягивающих), *5* – алгебраически наименьших (наибольших сжимающих); *6* – траектории наибольших касательных напряжений. Врезка: схема поля напряжений при транстенсии, возникшей в результате правосдвиговых усилий по разлому р. Ёрна вблизи трубки им. Гриба.

Структурные зональные связи полей дают основание предполагать наличие общей транстенсии на территории Зимнебережного района. Транстенсия может быть связана с крупным правосторонним сдвигом северо-западного простирания, проходящим вдоль прямой линии, которая ограничивает с северо-востока Кольский полуостров, с юго-запада Мезенскую губу, уходит к юго-востоку вдоль нижнего течения р. Мезень, далее р. Вашка. К юго-западу от сдвига ширина зоны транстенсии может составить не менее 200 км и способствовать развитию кустов и трубок. На юге с ней же, вероятно, связаны кимберлиты Ижмозёрского поля. В такой обстановке на территории Зимнебережного района в области транстенсии ось главных нормальных напряжений σ_1 генерализованного поля напряжений будет ориентирована в северо-западном направлении, а траектории максимальных касательных напряжений τ_{max} ориентированы в близмеридиональном (правые

сдвиги) и близширотном (левые сдвиги) направлениях.

Изложенное позволяет вернуться к обсуждению проблемы таксономии. Существующая систематизация алмазоносных таксонов недостаточно учитывает геодинамику как алмазообразования, так и подъёма глубинных масс к поверхности Земли. Подъём происходит во фрактальной системе, когда на одном поднятии вырастает серия более мелких, а на каждом из них – серия ещё более мелких, заканчивающихся трубками, сопровождаясь последовательным снижением вязкости во фракталах. При минерагеническом анализе желательно определять, какому фракталу генетически детерминированной системы соответствует таксон определённого масштаба. В то же время в минерагенической таксономии присутствуют другие таксоны, выделенные по чисто прагматическому принципу, соответствующие системы которого не обладают закономерностями структуры и размещения первых. Проблема таксономии легче воспринимается при её рассмотрении от мелких фракталов системы к крупным, так как единственным бесспорным из них является трубка.

Существуют разногласия в понятии «куст трубок». В. И. Ваганов отмечал, что разработке прогнозно-поисковой модели куста «уделялось явно недостаточно внимания» [70]. При этом к единому кусту относилась вся Золотицкая группа трубок, которая нами, как и ранее А. Д. Харькивом [270], В. К. Гараниным представлялась в качестве поля (зоны) или серии ячей на адвективном валу. Последняя трактовка более правомерна. Она не противоречит принятому в металлогении размеру рудного поля [175]. Термин «гряда трубок» подошёл бы к подобной ситуации более всего из-за дискретности кимберлитовых тел, так как термин «зона» не подчёркивает эту дискретность, допуская непрерывность.

Рассмотрим проблему подробнее. Соотношение куста и трубки может быть разным. На одной адвективной ячее, определяющей куст, могут вырасти две, даже три сближенные или слившиеся, подобно сиамским близнецам. Такие трубки при адвекции дают апофизы в разломы. Их примерами могут служить трубки Пионерская, им. Карпинского II в Золотицком поле, Айхал в Якутии. Именно такому кластеру трубок более всего подходит термин «куст» (по аналогии с кустом смородины с одним или сближенными корнями). В кусте трубки могут объединяться в единое с пережимами уплощённое тело (Айхал). Позицию куста в ряде случаев может занимать лишь одна трубка («однотрубочный» куст). Такое деление мелких алмазоносных таксонов необходимо принять. Иначе при изучении периодичности размещения будут измеряться расстояния между системами разного масштаба. Куст – аналог месторождения, а в нём отдельные трубки как рудные тела, имеющие природные ограничения. Не всегда такой принцип используется на практике. В Золотицком поле месторождение им. Ломоносова включает серию удалённых трубок, объединённых по экономическим соображениям. Экономический принцип не соответствует минерагеническому, учитывающему геодинамику.

Приведённый материал показывает, что для всех территорий Якутии и Архангельской области характерная черта кимберлитовых кустов – их периодическое повторение вдоль линий через расстояние порядка 2–3 км или кратное ему. Учитывая трубчатую, а не дайковую морфологию тел, можно утверждать, что данное явление обусловлено волнообразным размещением ячеистых поднятий на линейном адвективном валу. Процесс связан, прежде всего, с декомпрессией и дилатансией поднимающихся кимберлитовых флюидолитов в обстановке транстенсии до вулканического взрыва. То есть зарождение куста фиксирует обстановку адвекции, соответствующей переходу от первого критического числа Рэлея ко второму. Этот физический рубеж, или синергетическая точка бифуркации, в смене типа структур адвекции (линейной на ячеистую), т. е. новой закономерности в размещении трубок, вполне заслуживает того, чтобы принять его за переход минерагенических таксо-

нов от поля (зоны) к кустам трубок (ячей). Иначе говоря, термин «куст» не следует применять, если серия трубок образует гряду протяжённостью более 3–4 км.

Особую проблему в минерагенической таксономии алмазоносных систем вызывают подход к выделению и вытекающая из этого сущность алмазоносного поля. Так, В. И. Ваганов [70] алмазоносное поле определил как естественную группировку пространственно сближенных кимберлитовых тел, связанных по происхождению с единой вертикальной «стволовой» зоной повышенной проницаемости (флюидно-магматической колонны). В качестве примера он предложил Алакит-Мархинскую территорию протяжённостью 80 км с минимальной температурой в центре и двумя максимумами по сторонам.

Другой принцип использован при разделении области Зимнего берега на территории с эндогенными образованиями разных петрохимических серий – железотитанистой в Кепинском, Черноозёрском, глинозёмистой в Золотицком и Верхотинском полях [79, 218]. При этом независимо от петрохимии пород месторождения присутствуют в Золотицком (им. Ломоносова) и Черноозёрском (им. Гриба) полях, а убогоалмазоносные в других полях обладают столь же разной петрохимией. Такое деление правомерно и интересно, но присвоение территориям статуса алмазоносного поля не для всех территорий приемлемо, прежде всего, по их размерному параметру. Например, Кепинское поле имеет площадь порядка 1200 км^2, Черноозёрское – около 240 км^2 [79]. Такие площади нарушат масштабный подход к объектам в прогнозно-поисковых работах, основательно противореча параметрам рудного поля. В Словаре [213] рудное поле определяется как рудоносная площадь с месторождениями, объединёнными общностью происхождения и единством геологической структуры. Площадь рудных полей колеблется от нескольких до десятков квадратных километров.

В существующей таксономии алмазоносных объектов недостаточно используется критерий, позволяющий более определённо связать структуру вмещающей среды с локализацией алмаза. Указание на пересечение разломов как на повышенную проницаемость недостаточно. Для традиционного алмазоносного поля типа Кепинского более подходят наименования «узел» или «алмазоносный район» как сочетание нескольких зон (полей) размером до 10–15 км, в каждом из которых присутствуют кусты трубок, закономерно чередующиеся вдоль одного или нескольких направлений. Это не противоречит принципу общей минерагенической таксономии при объединении сближенных полей в узел или район [29, 175]. То есть в качестве основного геодинамического фактора образования алмазоносного поля надо признать транстенсию, а её выражением – структуры pull-apart в сочетании с системой разрывов, характерных для её поля напряжений на территории протяжённостью до 10–15 км.

Сложную структуру распределения кустов кимберлитовых трубок имеет Далдыно-Алакитский район Якутии. Территории, названные Далдынским (30 × 35 км) и Алакитским (25 × 40 км) алмазоносными полями, по размерам соответствуют двум или более узлам, а внутри них кластеры трубок могут объединяться в поля со своими контролирующими их структурными элементами (рис. 12.8).

Узлы характеризуются сочетанием нескольких зон разного простирания, вдоль которых размещаются гряды трубок. Общая площадь сочетания зон может быть ограничена условным овальным контуром. Его природа точно не определена. Вероятнее всего, она соответствует начальным фазам ячеистой адвекции, подобно гнейсовым куполам. По размерам и продуктивности территория этих двух узлов вполне удовлетворяет требованиям, чтобы отнести её к суперрайону [29]. Здесь намечаются три главных направления линеаментов: северо-восточного, близмеридионального, по которым происходят левые сдвиги (подобно Накынскому полю), и близширотные с неясной геодинамикой. Длина волны

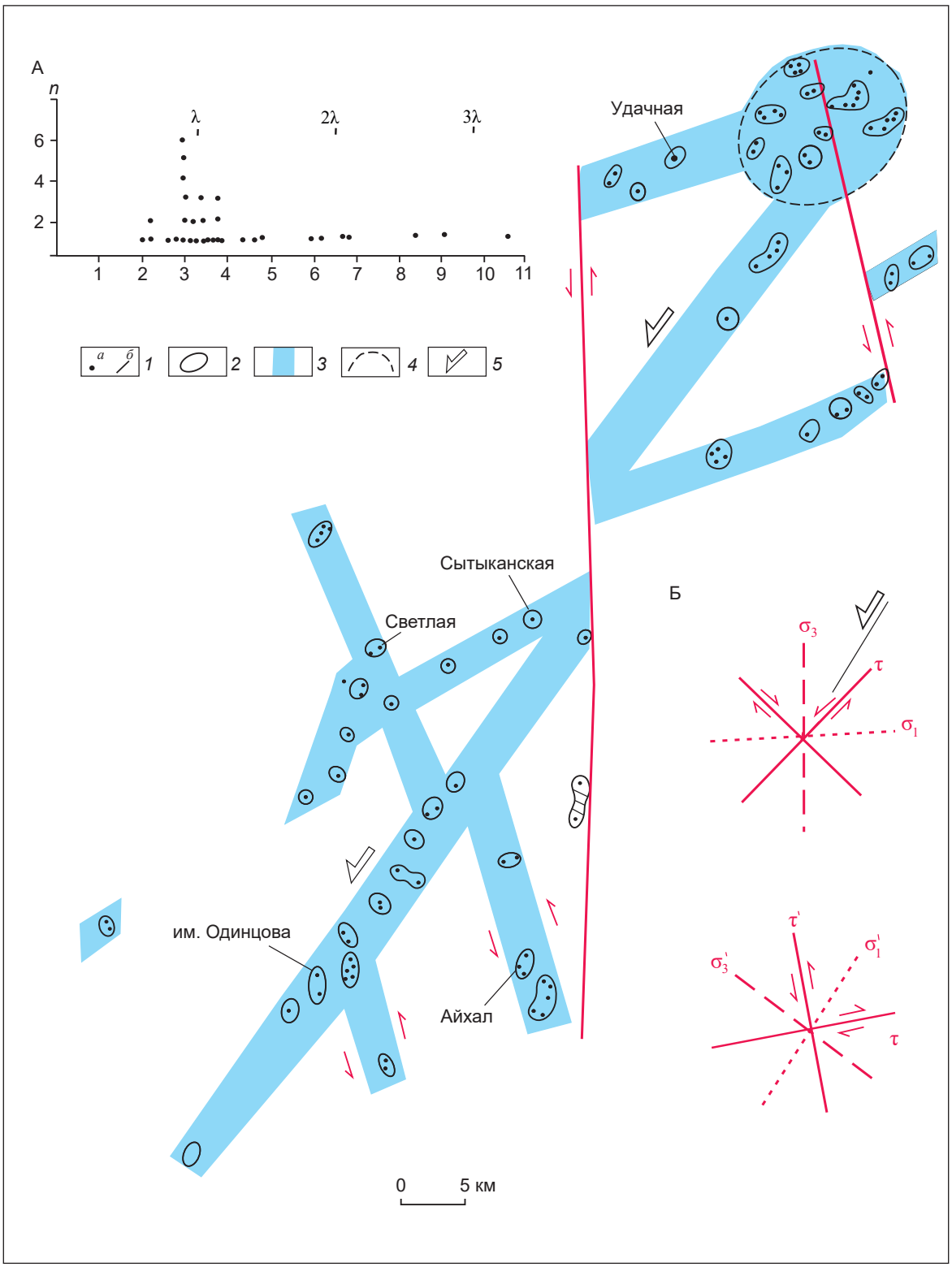


Рис. 12.8. Схема структуры и геодинамики Далдыно-Алакитского суперрайона Якутии (составлена с использованием материалов [114, 270]).

1 – трубки (*а*), дайки (*б*); *2–4* – условные контуры: *2* – кустов трубок, *3* – зон транстенсии, *4* – алмазоносного поля тр. Зарница; *5* – направление сдвиговых перемещений в Далдыно-Оленёкской зоне. Остальные обозначения аналогичны рис. 12.7. Врезки: А – гистограмма расстояний между кустами трубок (*n* – число наблюдений, λ – длина адвективной волны в километрах); Б – схема полей напряжений: вверху первичного, внизу вторичного, обусловленного транстенсией при левосдвиговых усилиях вдоль Далдыно-Оленёкской зоны.

между кустами изменяется, но даёт статистический максимум около 3 км, что сходно с иными рассмотренными полями.

Узлы образуют гряды вдоль крупных линейных зон, которые соответствуют понятию «минерагеническая зона». Наиболее ярким примером служит Далдыно-Оленёкская зона, простирающаяся по азимуту 34° на северо-востоке и примерно 40° на юго-западном (Чадобецко-Далдынском) её продолжении при средней ширине около 100 км (см. рис. 12.1). К юго-востоку от неё простирается аналогичная Накынско-Мирнинская зона по азимутам 33° на северо-востоке и примерно 41° на юго-западе. Это изменение простирания зон приводит к важным следствиям. При левых сдвиговых усилиях в их северо-восточных частях возникает обстановка транстенсии, подобно pull-apart. Именно к этим северо-восточным отрезкам зон приурочены многочисленные кимберлитовые поля. Кроме того, в этой обстановке естественно появление иных зон транстенсии, где северо-восточные левые сдвиги сочетаются с нарушениями близмеридионального простирания.

Судя по тектонике Анабарского щита, в архейских толщах много разломов северо-северо-западного (близмеридионального) простирания. Их наследование вполне могло обеспечить транстенсию, определившую адвекцию глубинных алмазоносных масс. Это и привело к появлению многочисленных кимберлитовых полей в Муно-Попигайской зоне с азимутом её простирания ~ 335°. Весьма примечательно, что к югу от Мунского поля, где могла продолжаться эта зона, между Далдыно-Оленёкской и Накынско-Мирнинской зонами алмазоносные кимберлитовые поля не обнаружены. И не случайно. Промежуток между этими зонами соответствует той части мантии, куда не доходили зоны субдукции с алмазоносными массами (см. рис. 12.2, А). То есть транстенсия здесь может быть, но отсутствуют разуплотнённые массы с экзогенным источником алмаза, принудительно погружённые при субдукции. Наоборот, наиболее погружённые части зон субдукции при инверсии, инициированной восходящей ветвью конвекции, и последующей адвекции превращаются в минерагенические зоны. Их удлинённая морфология говорит о валообразной адвекции (при первом критическом числе Рэлея), т. е. малой величине неустойчивости, а следовательно, о малой скорости подъёма. Но на адвективном валу появлялись волнообразные коробления, подобно тому, как в тектонофизической модели адвекции в начальные её фазы (см. рис. 12.2, Г).

Об этом же свидетельствуют всплески кимберлитового вулканизма или проявления их признаков (алмазы в россыпях) через сходные расстояния около 300 км. Примером служат расстояния между Мирнинским и Накынским суперрайонами в Якутии, серединами областей Зимнего и Терского берегов в Европе и др. [29, 45]. С учётом этого в 300 км к юго-востоку от Зимнего берега можно предполагать наличие проявлений кимберлитового вулканизма, скрытых под карбон-триасовыми толщами в бассейне р. Пинега (рис. 12.9).

При чередовании других фракталов длина волны будет заведомо меньшей: в процессе развития адвекции и подъёме алмазоносной массы к основанию алмазоносных узлов около 60 км, а между полями порядка 10–15 км или иная. На этих стадиях процесса конвекции (адвекции) возрастает неустойчивость системы, превышая первое критическое число Рэлея R_1, но второго числа R_2 она достигает лишь при адвекции от основания кустов в виде трубок, т. е. при длине волны порядка 2–4 км. Отсюда можно сделать вывод, что только начиная с куста, а далее в виде колонн (трубок), подъём алмазоносной массы осуществляется относительно быстро. До этого подъём происходил медленно в виде валов, фиксируемых на поверхности зональным размещением членов фрактальной структуры алмазоносной среды.

Крупные фракталы алмазоносной системы, зарождающиеся в связи с волновым развитием адвекции, но при относительно малых амплитудах волн, могут быть оконтурены лишь условно в соответствии с присущей им длиной адвективной волны, если

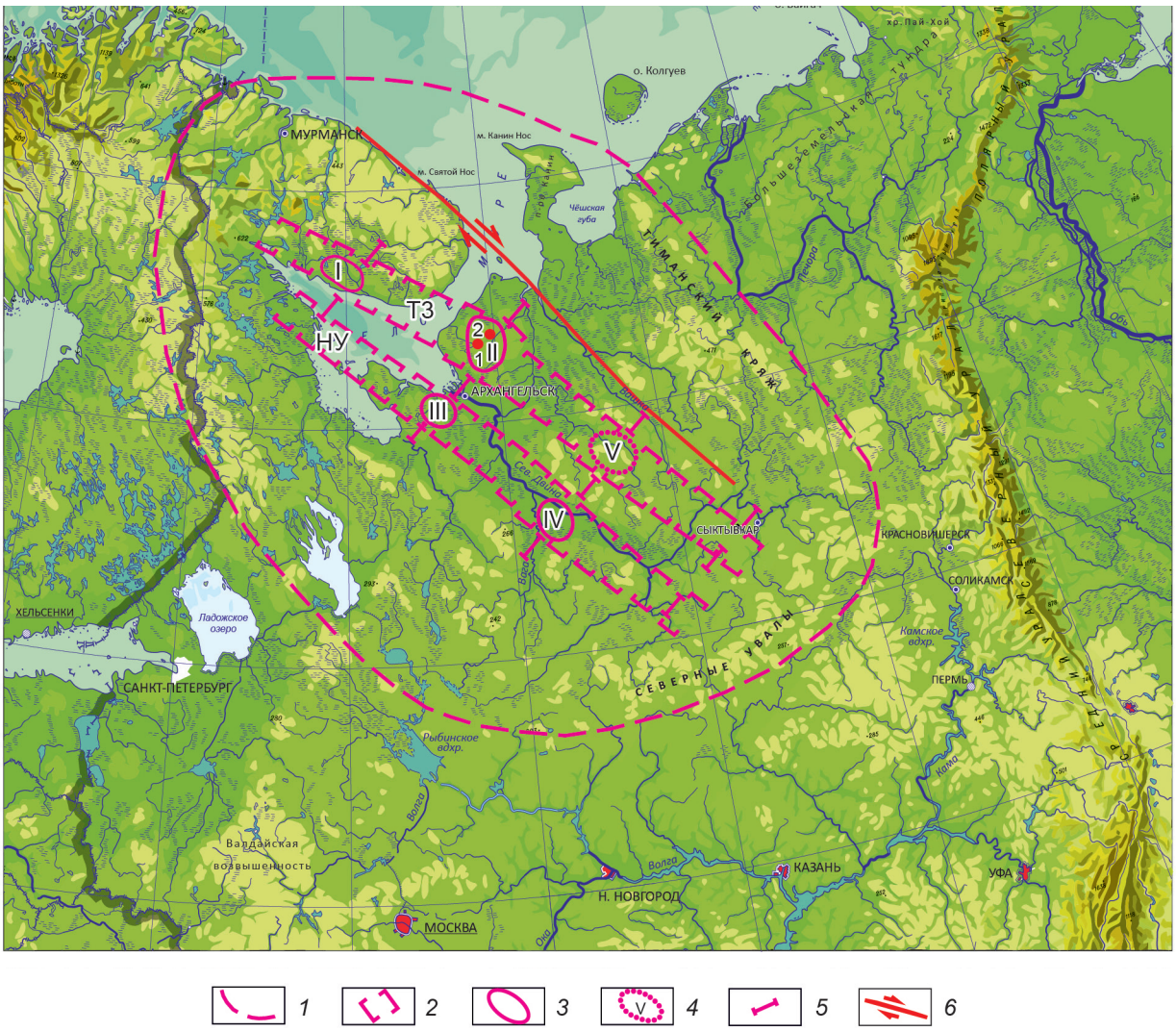


Рис. 12.9. Схема позиции и структуры Беломоро-Северодвинской минерагенической провинции.

1 – контур провинции; *2* – минерагенические зоны: Терско-Зимнебережная (ТЗ), Нёнокско-Устьянская (НУ); *3* – контуры алмазоносных районов и суперрайонов: Терского (I), Зимнебережного (II) с месторождениями им. Ломоносова (1) и им. Гриба (2), Нёнокского (III), Устьянского (IV); *4* – позиция прогнозного района (V) под карбон-триасовой толщей; *5* – наиболее благоприятная позиция для проявления адвекции мантийных масс в минерагенических зонах; *6* – сдвиг, инициирующий транстенсию в Зимнебережном суперрайоне.

отсутствует убедительный материал по конкретным проявлениям кимберлитов с алмазами. Обратим внимание на некоторые особенности наиболее крупных систем, а именно провинций, их позицию, геодинамическую сущность в тектонике платформ.

В существующей алмазоносной таксономии термин «провинция» чрезвычайно расплывчат. Провинция обычно сопоставляется с территорией платформы [70], но при этом порой рассматривается в масштабах всего континента (Африка). В других случаях провинцией называют весьма малую часть платформы («Архангельская алмазоносная провинция») [2, 60]. Как показано в начале главы, алмазоносной минерагенической провинции соответствует часть платформы, расположенная над одной из нескольких конвективных ячей фундамента платформы, при развитии которой в связи с субдукцией произошло образование алмаза. Этим минерагеническая провинция отличается от просто алмазоносной, на территории которой могут

присутствовать алмазы в россыпях, принесённые издали. Минерагеническая алмазоносная провинция может быть оконтурена по проявлениям карбонатитов с УЩК, которые в её зональной структуре занимают периферическую позицию [46].

Провинциальный ранг минерагенических таксонов по их размерам предлагается делить на три условные категории. Первая – минерагенические мегапровинции размером 2–3 тыс. км (Сибирская, Восточно-Европейская платформы); вторая – минерагенические провинции размером 0,8–2 тыс. км (Беломоро-Северодвинская, Якутская). Они входят в мегапровинции в качестве их составных частей, например в Восточно-Европейскую мегапровинцию входят Беломоро-Северодвинская и расположенная к западу от неё алмазоносная Висла-Ботническая провинции [45]. Сибирскую платформу (мегапровинцию) чаще рассматривают как минерагеническую провинцию [70]. Однако ряд знатоков алмазной геологии выделяли в ней на северо-востоке Якутскую алмазоносную минерагеническую провинцию [95, 189]. Западная часть платформы выделяется в провинцию Тунгусской синеклизы, а на юге – Ангарскую. Разделение мегапровинций и провинций важно, поскольку при прогнозно-минерагенических исследованиях следует учитывать, что в фундаменте платформ находятся образования разных конвективных ячей со своими особенностями минерагении, и между ячеями нет оснований ожидать наличие алмазов в трубках кимберлитов.

Третья категория провинциального ранга таксонов – минерагенические субпровинции размером 400–600 км. К ним относится особый тип алмазоносных систем с очень мелкими алмазами, рассеянными в апоосадочных метаморфических толщах (месторождение Кумды-Коль, Северный Казахстан). Особенность субпровинции не только в вещественном составе алмазоносной среды и типе алмазов, но и в позиции. Тенгизская субпровинция (названа по наименованию озера в её центре) расположена на севере Казахстанской провинции, которая не является платформенной. Ордовикские толщи с алмазами фактически являются фундаментом по отношению к среднепалеозойской ячеистой провинции. Особенности субпровинции, сочетающие взаимосвязь её размера (0,5–0,6 тыс. км), глубины субдукции и времени развития, повлиявшие на главные черты алмазной минерагении, рассмотрены нами ранее [46]. Проблемы образования алмаза из его источника непосредственно связаны с проблемами происхождения фундамента минерагенических провинций и субпровинций.

Последующий транспорт алмаза вверх происходит сначала в крупных структурах. Среди них главную роль играют линейные адвективные поднятия (валы), признаки которых нами фиксируются по минерагеническим зонам. Такие зоны располагаются параллельно и вблизи длинной оси эллипсовидного контура провинции: в Якутской провинции имеют северо-восточное простирание, в Беломоро-Северодвинской – северо-западное. В зависимости от простирания Чадобецко-Далдыно-Оленёкская и Накынско-Мирнинская зоны левосдвиговые, а Терско-Зимнебережная и Нёнокско-Устьянская – правосдвиговые. Правосдвиговые усилия вдоль нарушений северо-западного простирания приводят к транстенсии, в которой образуются близширотные левые и близмеридиональные правые сдвиги. Это отчётливо отражается на резких поворотах коротких близмеридиональных и близширотных отрезков рек Северная Двина, Пинега (кроме низовьев), имеющих в целом северо-западное направление русел. Они же, как показано выше, намечены в Зимнебережном районе по смещениям гряд кустов в алмазоносных полях.

Примечательно и другое. Минерагенические зоны образуют пары. В Якутии это Далдыно-Оленёкская и Накынско-Мирнинская, а в Беломоро-Северодвинской провинции – Терско-Зимнебережная и Нёнокско-Устьянская. Каждую пару вместе с разделяющей их зоной предложено выделять в качестве минерагенического по-

яса или мегапояса: Усть-Илимск-Нижнеленский мегапояс в Сибирской мегапровинции, Кандалакшско-Двинский пояс в Беломоро-Северодвинской провиции [45]. При этом обе минерагенические зоны Усть-Илимск-Нижнеленского мегапояса при левых сдвиговых усилиях создают обстановку транстенсии по механизму pull-apart там, где их простирание отклоняется в сторону меридиана. Кроме того, позиция каждой из минерагенических зон фиксирует глубинный контрастный переход нисходящих мантийных масс краевых зон субдукции в восходящие движения центральной (осевой) части конвективной системы.

Зона восходящих масс между минерагеническими зонами характеризуется следующими особенностями. Во-первых, в ней отсутствуют алмазоносные кимберлиты, что уже отмечалось выше по ситуации к югу от Мунского поля, обладающего наиболее глубинными в Якутии алмазами [45]. Во-вторых, в Беломоро-Северодвинской провинции её осевая зона характеризуется рифтогенезом, который за счёт изостатической компенсации восходящего притока плотных глубинных масс приводит к углублению Белого моря вдоль Кандалакшской губы. Массы осевой зоны блокируют зоны субдукции, подходящие к ним с двух сторон, вовлекают их в восходящий поток, который служит основой для главных минерагенических зон провинции. Последующие сдвиговые усилия или перемещения по главным зонам создают обстановку pull-apart, способствующую развитию транстенсии и структур близмеридионального простирания. Такой обстановке соответствует Мунско-Попигайская алмазоносная минерагеническая зона Якутии. Весьма примечательно, что именно в этой зоне кимберлитовый вулканизм начался лишь в мезозое, тогда как в основной зоне – Далдыно-Оленёкской, в которой сдвиговые усилия определили начальное развитие транстенсии, кимберлитовый вулканиз мпроявился уже в среднем палеозое. Очевидно, что адвекция в Далдыно-Оленёкской зоне началась раньше, и это связано с тем, что подъём алмазоносных масс происходит сначала рядом с восходящими массами конвективной ячеи, с которой были связаны зоны субдукции. Транстенсия наступает позже, при сдвиговых усилиях, способствуя всё больше и больше адвекции глубинных масс по мере их подъёма. В субпровинциях, в которых подъём алмазоносных масс начинается с меньших по сравнению с провинциями глубин, конечными фракталами систем являются не трубки, а линейные пластины.

Итак, в геологии алмаза, сложнейшей по своей природе, скрытой на больших глубинах от наблюдателя, геодинамический подход позволяет ближе подойти к решению многих проблем минерагении, генезису не только алмазов, но и карбонатитов, находящихся в определённых соотношениях с ними. Построение моделей доставки алмаза из глубин, включая причины, условия их подъёма, структуру транспортирующей системы, необходимо сопровождать тектонофизическим анализом. Такой анализ помогает не только глубже познать сущность исследуемого объекта, но и уберечь от неоправданных допущений, например предположений о наличии алмазоносных трубок кимберлитов во внешнем контуре зоны карбонатитов Сибири. Исследование геодинамики фрактальной структуры алмазоносных систем даёт возможность совершенствовать минерагеническую таксономию, используемую в прогнозно-поисковых целях при районировании территорий и применении критериев прогноза. К одному из них относится критерий пространственной периодичности алмазоносных систем, имеющий под собой волновую геодинамическую основу и выражение в реальной геологии. Его, особенно в отношении кустов трубок, следует шире использовать в практике, учитывая при этом возможные естественные осложнения.

Транстенсионная геодинамика, по-видимому, играет значительную роль при образовании базальтовых трубок. Такие трубки присутствуют в районах совместно с кимберлитами и без них. К послед-

нему типу относятся трубки базальтов с железными рудами ангаро-илимского типа на Сибирской платформе. Они являются основой железорудных районов Ангарской минерагенической провинции. Значительная их часть сосредоточена в осевой зоне Усть-Илимск-Нижнеленского мегапояса (см. рис. 12.1). Фактический материал по этому типу месторождений и его интерпретация с позиций магматизма рассмотрены А. Л. Павловым [181]. Г. С. Фон-дер-Флаассом предложена гипотеза ассимиляционно-магматического генезиса магно-магнетитовых месторождений той же территории, в основе которой лежит ассимиляция базальтовым расплавом оксида магния диссоциированных эвапоритов существенно доломитового состава с одновременным высвобождением железоокисной жидкости в виде самостоятельной расплавной фазы [257]. Эта гипотеза может быть вполне совмещена с моделью подъёма базитовой толщи с переходом в ячеистую адвекцию (трубообразный диапиризм), геодинамика которого аналогична геодинамике доставки кимберлитов и карбонатитов, но с меньших глубин.

Таким образом, рассмотрение минерагении, сочетающей мантийный источник и локализацию полезного ископаемого в чехле платформ, требует особого внимания ко всей истории развития геодинамических процессов, в том числе инициированных ротационным режимом Земли, которые, к сожалению, мало учитываются при решении генетических и практических проблем.

12.4. НЕКОТОРЫЕ ПРОБЛЕМЫ СИСТЕМНОГО АНАЛИЗА КАРБОНАТИТОВ

Изучение геодинамического развития Сибирской платформы привело к заключению, что карбонатиты, как и кимберлиты, отражают сложную комбинацию разновременных процессов. При субдукции, которая неизбежно сопровождается выжиманием и нагнетанием наименее вязких масс, карбонат погружаемых слоистых толщ шельфовых фаций, вероятнее всего, неизбежно проникал в породы мантийной среды. То же происходило и при постсубдукционной адвекции масс, состоящих из слоёв силикатов мантии в сочетании со слоями карбонатов. Часть карбонатизированной мантии переходила в магматическое состояние, которое фиксируется как УЩК – ультращелочной комплекс карбонатитовых систем. Именно этот процесс обусловливает характерную, ставшую «классической», структуру концентрически-зональных карбонатитовых массивов, что рассмотрено в разделе 12.1. Вместе с тем при анализе такой ситуации следует опираться не только на представления о происхождении кристаллических пород из магмы, но и учитывать их метаморфогенные структуры. На подобную особенность пород офиолитовой ассоциации обращал внимание Б. А. Блюман [59]. Он отмечал недостаточную разработанность петрографической номенклатуры кристаллических ультрамафитов и мафитов, чёткость разграничения собственно магматических и гранулитовых мафитов. Это важно для интерпретации генезиса эдуцированных из мантии ранее субдуцированных пород силикатного, а тем более карбонатного состава, сочетающих в себе разные фации метаморфизма (гранулитовой, амфиболитовой и меньших температур и давлений).

Проблемы геохимической специализации и истоков рудоносности карбонатитов ещё раз показывают, что существующая парадигма плейт-тектонической модели субдукции, в которой не участвуют шельфовые фации бассейнов, в отличие от субдукции, связанной с краевыми эффектами ячеистой конвекции, фактически препятствовала даже постановке вопроса о возможной роли субдукции в основе происхождения протолита карбонатитов.

Субдукция в концепции тектоники плит В. И. Смирновым не признавалась и при характеристике карбонатитов в расчёт, естественно, не принималась. Из обзора

проблем генезиса карбонатитовых месторождений в упомянутых им работах видно, что практически все модели сводились к первоначальным гипогенным процессам [225].

Через двадцать лет взгляды не изменились. «Наиболее популярные современные петрологические модели карбонатитогенеза базируются на представлениях о магматическом происхождении первичных карбонатитовых жидкостей и предусматривают два принципиально возможных механизма их возникновения: (а) прямое частичное плавление карбонатизированных мантийных перидотитов с появлением субсолидусной магмы щёлочно-доломитового состава; (б) дифференциация мантийных карбонатизированных щелочных силикатных магм, приводящая к образованию остаточных солевых расплавов-растворов карбонатитовой специфики» [78].

Обстоятельное рассмотрение проблем геологии карбонатитов и связи их с магматизмом проведено С. В. Беловым с соавторами [49]. Субдукция упоминается лишь вскользь, её участие в создании глубинной ассоциации карбонатной среды с силикатными мантийно-коровыми массами не предусматривается. То есть тектоническая предыстория протолита не анализируется, а исследуются процессы, следующие за выплавлением магм из протолита. Карбонатиты в моделях выступают чаще как глубинные дифференциаты ультращелочного магматизма или связанные с ним метасоматиты. Отсюда дискуссия сводится главным образом к магматической, метасоматической или смешанной природе карбонатитов.

Рассмотрение раней субдукционной домагматической истории протолита позволяет легче понять происхождение части свойств карбонатитов, которыми обладает сложнейшая карбонатитовая комплексная система «ультранекогерентных» компонентов. Кроме того, с позиций геодинамики появляется возможность подойти к загадочной проблеме: «Что побуждает мантию в определённых её частях иметь повышенную щёлочность магматических образований, да ещё в сопровождении существенной роли карбонатов, да с такой комплексной минерагенией?» Комплексный состав становится вполне понятным из сочетания на глубине субдуцированных карбонатсодержащих толщ с породами мантии. Нет достаточно определённого ответа на вопрос: «Каким образом в этой компании появились разные породы, которые существенным образом повысили свою щёлочность?» Напрашиваются два простых ответа. Первый – расплавить, перемешать, а потом дифференцировать. Второй, более реальный – подключить мощнейший метасоматоз либо до плавления, либо после него. Карбонатизация пород отмечается, а вот когда она начинается и происходит? Ещё труднее установить причину ощелачивания протолита, если не рассматривать это свойство как исходное состояние. К традиционным представлениям о магматической или метасоматической (син- или постмагматической) причине можно добавить домагматический метасоматоз в результате длительного выжимания и нагнетания подвижных масс (компонентов) в зоне субдукции, перекристаллизацию на протяжении длительного промежутка времени между субдукцией и адвекцией, сопровождаемой магматизмом в обстановке транстенсии. Так как в составе практически всех пород УЩК при выплавлении имеются избыток щелочей и относительный дефицит кремнезёма, то процесс домагматического ощелачивания мантийной среды за счёт субдуцированных карбонатов становится наиболее вероятным. Протолит УЩК, тем не менее, не является первозданным мантийным. Об этом свидетельствует особая позиция его магматического выражения в достаточно определённой концентрической зональности провинций вместе с лампроитами и кимберлитами, на которую наложены транстенсионный рифтогенез и магматизм. На это указывает особая минерагения. А вот проникновение метеорных вод и их растворов в затвердевшее, но полностью неостывшее пространство, происходящие при этом гидротермальные процессы соз-

дают иную минерагеническую систему, отличную от классической карбонатитовой. Эта система весьма неустойчива из-за большой растворимости её продуктов и тектонической нарушенности, способствующей удалению жидких и газообразных продуктов. Поступление соды из этой системы в солончаки может иметь практический интерес (подобно хлориду натрия в солончаках Боливии на территории андийского Альтиплано). Накопление углеводородного сырья в округе за счёт растительности весьма проблематично из-за быстрого ухода через разломы, но не исключено под экранами.

Системный анализ связи карбонатитов с геодинамикой и тектоникой наталкивается на не вполне одинаковую сущность термина «карбонатит» в петрографической и минерагенической системах, что повлекло за собой присвоение генетических особенностей содовых карбонатов петрографической систематизации карбонатитам минерагенических систем, где таковые практически отсутствуют из-за очень большой растворимости. Здесь ещё раз уместно вспомнить выражение немецкого лингвиста Гуго Шухардта (1842–1927), что «терминологическая опасность для науки – всё равно, что туман для мореплавания».

Начнём с определения термина «карбонатит», что позволит учитывать особенности его сущности при анализе разных систем. «Карбонатитами называются *эндогенные* скопления кальцита, доломита и *других* карбонатов, пространственно и *генетически тесно ассоциированные* со сложными интрузивами ультраосновного–щелочного состава» [225]. Более расширенное определение карбонатита с акцентом на его геохимию, минеральный состав даётся в монографии [49]: «Карбонатит в классическом понимании – эндогенное образование существенно карбонатного состава (кальцитовое, анкеритовое, доломитовое, реже сидеритовое), *генетически* связанное с формацией ультраосновных–щелочных пород и характеризующееся определённым геохимическим *спектром* элементов (Nb, Ta, Zr, TR, P, Ti, Fe, Sr, Ba, F) и типичным набором минералов-*индикаторов* – пирохлор, гатчеттолит, колумбит, ферсмит, бадделеит, апатит, магнетит, анатаз, дизаналит, циркелит, циркон, минералы редких земель (паризит, монацит, бастнезит, бербанкит и др.), барит, стронцианит, флюорит, сульфиды меди, железа». Этот перечень «индикаторов» и последующее упоминание о связи с ними разнообразных видов минерального сырья явно указывает на смесь вещества из разных источников. Тем более, что лишь после снижения доли карбонатного вещества до менее 50 % породы переименовывают на карбонатитоиды (по Е. М. Эпштейну), или камафориты (фоскориты). То есть абстрактная система карбонатитов сложна и неустойчива. И дело тут не только в связи карбонатных образований с ультраосновно-щелочным магматическим комплексом. Важно подчеркнуть то, что в приведённых определениях, данных специалистами в области минерагении, не упоминаются щелочные (содовые) карбонаты, практически отсутствующие в реальных карбонатитовых месторождениях.

Основой для дискуссии служит и разный взгляд на природу карбонатных масс, начиная от их принадлежности к смежным карбонатным толщам, кончая представлением о карбонатитах как карбонатной магме или разного рода её производных (в том числе метасоматических). При дискуссии о генезисе пород и месторождений рассматриваются разные по сущности системы: одна петрографическая (с элементами петрологического подхода), другая минерагеническая, в которой обсуждаются гораздо более сложная многокомпонентная ассоциация, её структура и история формирования.

Первая система обсуждается в Петрографическом кодексе, где карбонатиты включены в тип изверженных несиликатных (при доле несиликатных более 90 %) и малосиликатных (90–50 %) пород, отдельно от типа магматических пород. Такой подход вполне оправдан, хотя в Кодексе оговаривается: «Несмотря на то, что получены *убедительные доказательства* существо-

вания *автономных магматических* тел, сложенных подобными породами (*карбонатитовые лавы в Африке*, магнетитовые и магнетитовые с апатитом лавы в Чили и Швеции), они, как правило, в подавляющем большинстве случаев являются продуктом различного рода *эволюции силикатных систем*… При этом следует подчеркнуть, что существование богатых минерализаторами *солевых магм предполагает их* переход при понижении температуры в *гидротермальные флюиды*, а также широкое развитие других специфических метасоматических процессов (например, при образовании карбонатитов), явлений флюидизации и т. п. В магматическом процессе наиболее поздние из карбонатитов (анкеритовые и сидеритовые) образуются уже на постмагматической стадии… Таким образом, рассматриваемые породы (по крайней мере, их значительная часть) могут относиться к магматическим с *известной долей условности*, а в совокупности их корректно считать магматогенными, оставляя право на более конкретные генетические определения за изучающими их исследователями» [187] (*курсив мой.* – А. Б.). То есть, согласно Кодексу, карбонатиты, содержащие железо, в отличие от кальций-магниевых магматических появляются после кристаллизации части карбонатитовых магм. А карбонатные массы, которые переходят в гидротермальные флюиды, были магматическими с известной долей условности, без убедительных на то доказательств. Иными словами, Кодекс даёт право на пересмотр концепции.

В этом аспекте можно быть вполне солидарным с Кодексом, если уточнить, что классические карбонатиты образуются в процессе эволюции магм совместно с УЩК при их воздействии на карбонатные массы, имевшие до этого сложную историю седиментогенного накопления части компонентов руд и существенных тектонических преобразований на глубине. В этом аспекте очень важно, что длительное пребывание карбонатных толщ в зоне субдукции в ассоциации с мантийными породами могло приводить к домагматическому метаморфогенному выжиманию и нагнетанию карбонатных флюидов, следствием чего явилась повышенная щёлочность протолита, наследованная будущим магматическим УЩК. Кроме того, карбонатизация пород мантии способствует снижению их плотности – важнейшего фактора для развития адвекции в дальнейшем. Что касается длительности процессов, то она неизбежна, так как субдукционные процессы, формирующие фундамент древних платформ, происходили в раннем протерозое, даже архее, а магматизм УЩК – с середины палеозоя вплоть до кайнозоя. Глубинная адвекция карбонатитового комплекса проходила, бесспорно, в результате многих импульсов, притом при транстенсии в связи со сдвиговыми усилиями. Эта проблема требует особого обсуждения, выходящего за рамки проблем карбонатитов.

По Кодексу в общей петрографической классификации карбонатиты представляют подотряд солевые, семейство карбонатные (карбонатиты), а в семействе выделяются кальцитовый, доломитовый, анкеритовый, сидеритовый, бенстонитовый (бариевый) и содовый (натрокарбонатный) виды. Кроме того, подчёркивается: «Необходимо особо обратить внимание на использование термина "карбонатит". *Следует воздержаться от имеющего место расширения толкования этого термина* и не применять его для обозначения продуктов перекристаллизации или тектонизации осадочных или метаморфических пород. Карбонатиты *связаны с определёнными комплексами щелочных пород*, но и в автономных телах они имеют особую геохимическую (Sr, РЗЭ) и акцессорно-минералогическую специализацию. Разновидности карбонатитов выделяются по соотношению карбонатов разного состава (например, кальцит-доломитовый карбонатит)». То есть пока не обнаружены магматические породы, воздействующие на субдуцированные осадочные толщи, претерпевшие перекристаллизацию и тектонизацию, Кодекс рекомендует не относить их к карбонатитам, а содовые карбонатные массы можно, если их образование накладывается на щелочные маг-

матиты. Как будет показано ниже, не следует включать массы щелочных карбонатов в категорию карбонатитов, даже если они эпигенетичны по отношению к УЩК. Судьба этих масс отлична от карбонатитов, и, действительно, «*следует воздержаться от расширения толкования этого термина*». Как станет ясно из последующего текста, петрографическая система объединила в одну две карбонатные части двух разных минерагенических систем: 1) УЩК-карбонатитовой магматогенной с комплексной минерагенией, протолит которой возник при субдуции карбонатных толщ в силикатную мантию с взаимопроникновением их вещества, и 2) содовых карбонатов эпимагматических гидротермально-осадочных, наложенных на первую.

Классическая минерагеническая система карбонатитов с УЩК, а не карбонатов, должна обеспечить выявление генезиса рудоносности карбонатитов, их геологическую структуру, характер связей входящих в неё членов как между собой, так и с окружающей средой. Система строится по иным принципам, чем первая, петрографическая. Для минерагенической системы необходимо уяснение природы сочетания карбонатного члена с магматическим комплексом, а в наименовании обязательна словесная связь карбонатита с аббревиатурой УЩК (т. е. УЩК-карбонатитовая система), что не всегда соблюдается. Основу магматизма этой системы определяет УЩК, а карбонаты являются важным источником для регенерации из них их содержимого. Каким способом это осуществляется – через выплавление, гидротермальную регенерацию или иначе (при метаморфогенной перекристаллизации с участием флюидной фазы), комбинацией способов – предмет дальнейшей минерагенической систематизации. При этом следует иметь в виду, что геохимическая специализация карбонатитовых месторождений отражает две принципиально разные части в образовании источника руд.

Одна часть отражает более древний состав осадков, накопленных в шельфовых условиях. То есть специализация субдуцированных карбонатных толщ в основе имеет экзогенное происхождение, отражающее, с одной стороны, фациальные условия бассейнов седиментации, с другой – состав тех потоков, которые несли компоненты с размываемых источников (например уран древней континентальной коры). Они изначально приводили к весьма неравномерному распределению разных полезных ископаемых в осадочной толще. При этом важно, что главный хемогенный механизм карбонатного осадконакопления не способствовал разубоживанию концентрации ряда компонентов терригенным материалом. В определённой мере такая ситуация подобна накоплению тонкого кластогенного золота в конденсированном алевропелитовом разрезе терригенно-сланцевых толщ, которое привело в конечном итоге к созданию запасов месторождения Сухой Лог. Золото этого месторождения после осадконакопления побывало в зоне субдукции, откуда было извлечено вместе с вмещающей средой (см. гл. 6).

Другая часть специализации карбонатитового типа месторождений связана с магматизмом, протолитом для которого служили силикатные массы основного состава, в том числе карбонатизированного до их плавления. Расслоенный протолит и последующая дифференциация расплава приводили к образованию расслоенных интрузивов, сочетающих протолит первичной мантии и выплавки из материала земной коры. Разные слои интрузивов имеют свою геохимическую специализацию. Сочетание упомянутых двух частей образования источника руд определяет весьма значительную комплексность руд карбонатитовых месторождений. Особенно большое разнообразие вносит ранний, досубдукционный, осадочный процесс, в результате которого возникают ассоциации «некогерентных» элементов. При сочетании разных источников руд одни, определяемые УЩК, дают достаточно предсказуемые составляющие, а другие трудно предсказуемы, так как зависят от многих факторов (типа источника материала, поставляемого в бассейн, условий седиментации, преобразований при

субдукции, регенерации около магматических тел). Это отразилось на рудно-формационной типизации месторождений УЩК и карбонатитов. На данном этапе исследований весьма разнообразные сочетания химических элементов в рудах, включающих продукты разных источников, вошли в одну «поликомпонентную рудную формацию», в то время как непосредственно связанные с УЩК более просты, детально дифференцированы и поэтому более многочисленны [49].

Петрологические и частично геодинамические разработки приведённых положений имеют место в работах В. В. Врублевского. Им выделяются, с одной стороны, карбонатиты ортомагматических комплексов, которые формируются в результате кристаллизационного фракционирования и последующего ликвационного расслоения карбонатизированных щелочных расплавов различной основности, с другой – магнезиокарбонатиты линейных метамагматических комплексов, представляющие собой продукты кристаллизации субсолидусной фазы щёлочно-доломитовой магмы, образующейся в результате парциального плавления карбонатизированных мантийных перидотитов. Геодинамический режим формирования карбонатитовых комплексов в консолидированных складчатых областях характеризуется возникновением локальных магмопроницаемых зон растяжения (типа pull-apart) в связи со сдвиговыми деформациями в консолидированной окраинно-континентальной коре на фоне коллизионного сжатия [78].

В разработках петрологии карбонатитов южного обрамления Сибирской платформы (Забайкалья) также рассматривается только магматический аспект. По данным А. Г. Дорошкевич, на юго-западе Забайкалья карбонатиты и комагматичные щелочные силикатные породы сформированы из карбонатизированного силикатного расплава, на северо-востоке формирование кальцитов и амфибол-нефелин-кальцитовых образований связано с фракционной кристаллизацией карбонатизированных силикатных магм. При этом взаимодействие магм палеозойских щелочных пород здесь с известняками послужило причиной изменения их петрохимических и физико-химических параметров, изотопного состава Sr, Nd, C и O [94]. Сам факт существования карбонатного расплава предполагается на основе *несмесимости* карбонатного и силикатного расплавов. Были ли карбонаты расплавом или перекристаллизованы в твёрдофазном состоянии, однозначно не определено.

Разработки по геологии карбонатитов, их составу, весьма подробно охарактеризованные в литературе, предложенные решения проблем их петрологии дают обширный материал для дальнейшего изучения проблемы карбонатитов с позиции геодинамики развития их среды, системного анализа разных факторов. При этом следует отметить, что в устоявшуюся минерагеническую систему исследования карбонатитов с магматическими УЩК и карбонатами двухвалентных катионов порой вводятся содовые карбонаты, которые заимствованы из иной петрографической карбонатитовой системы. Распространять свойства представителей одной системы на другую не всегда допустимо. Особенно это относится к переносу представления о современных содовых извержениях вулкана Олдоиньо-Ленгаи (Восточная Африка, Танзания), как карбонатитовых лав в качестве доказательства расплавного состояния карбонатов в «классических» карбонатитах. Неполная информация о реальной сущности вулкана привела к тому, что он стал литературным эталоном современных карбонатитовых лав, на который ссылаются во многих публикациях. Поэтому предлагается проанализировать здесь его позицию, геологию и особенности развития, позволяющие раскрыть сущность содовых карбонатитов. Рассмотрение общей позиции вулкана, кроме того, представляет для нас интерес, так как позволяет подчеркнуть, с одной стороны, закономерность проявления ультращелочного магматизма в периферических зонах ячеистых провинций, в центре которых присутствуют кимберлиты, с другой – важную роль

транстенсии в образовании рифтогенных структур при сдвиговых усилиях.

Вдоль простирания планетарного Восточно-Африканского субпояса (номенклатура в соответствии с табл. 7.2) размещается цепочка ячеистых структур II порядка, которая включает две мегапровинции: Афар на севере и Калахари на юге (поперечник каждой около 3 тыс. км) и расположенную между ними провинцию Виктория (поперечник около 1,5 тыс. км). Их позиция и контуры отчётливо выражены на физико-географической карте [10]. Восточно-Африканский рифт в известной мере может сопоставляться с Монголо-Охотским планетарным субпоясом. При этом аналогией Байкала во втором поясе является сочетание озёр Ньяса и Танганьика в первом. То есть, анализируя особенности строения и геодинамики поясов, можно опираться на общие закономерности, присущие тектоническим ансамблям, несмотря на разную их ориентировку, подобно тому, как было показано для ансамблей между Северной и Южной Америкой, Европой и Азией (см. гл. 5, рис. 5.4; гл. 11). Учитывая геодинамику, рассмотрим некоторые особенности рифтогенной обстановки области, расположенной на границе Танзании и Кении. Вместе с тем отметим закономерность присутствия здесь ультращелочного магматизма и наложение на него эпимагматического грязевого вулканизма, который принято считать лавовым карбонатитовым. В грязевом вулканизме участвуют щёлочи, которые до этого потеряли связь с карбонатитами, превратились в содовые массы осадочного бассейна, повысили свою концентрацию при выпаривании, а позже поступали вниз по трещинам в высокотемпературное пространство над очагом затвердевших магм. Относить грязевые вулканические извержения карбонатных растворов к карбонатитам правомерно только условно в их петрографической, но не в ранее выделенной УЩК-карбонатитовой минерагенической системе. В противном случае надо выделять новую расширенную систему, т. е. поступить так, как будто мы вернулись на Рудный Алтай в 50-е годы XX века и снова объединили колчеданоносные формации с более поздними пропилитовыми образованиями в единую полиметаллическую рудную формацию, а в верхней части объединённой формации безуспешно стали искать колчеданные месторождения.

12.4.1. Вулканизм рифта Грегори и псевдокарбонатитовые «лавы»

Рифтогенные структуры территории провинции Виктория хорошо видны из космоса (рис. 12.10).

Озеро Рудольф является северным ограничением зигзагообразного рифта Грегори. Территорию овального контура, по диаметру которого проходит рифт Грегори, можно рассматривать в ранге субпровинции. На юге рифта, где он пересекается с поперечной вулканической зоной Меру-Килиманджаро, расположен большой щитовидный массив – Кратерное нагорье, к которому с северо-востока примыкает вулкан Олдоиньо-Ленгаи – главный объект последующего обсуждения проблемы современного извержения карбонатитовых лав и их истинной природы (рис. 12.11).

Кратерное нагорье сложено верхнеплиоценовыми и нижнеплейстоценовыми породами базальтовой серии. Нижний горизонт слагают базальты, трахибазальты, трахиандезиты, трахиты и пирокласты. В верхнем горизонте к этим породам добавились фонолиты. Нагорье возвышается над рифтом, но оно не только занимает его позицию. Вдоль единой линии, начиная от северо-западного борта рифта оз. Эяси, по азимуту 29° на протяжении более 250 км «в струнку» размещается цепочка вулканов: Олмоти (3°00′ ю. ш., 35°40′ в. д.)[1], Олдоиньо-Ленгаи (2°44′ ю. ш., 35°53′ в. д.),

[1] Координаты вулканов указаны по данным [3]. На координатах основаны масштабные линейки рис. 12.11, 12.12 и стрелки север–юг, которые отсутствуют на картах, заимствованных из Интернета. Одна угловая минута на экваторе Земли соответствует 1,85 км.

Рис. 12.10. Рифтогенные структуры восточной части минерагенической провинции Виктория.
В центре провинции к югу от оз. Виктория белым прерывистым контуром ограничена область кимберлитов с алмазоносной трубкой Мвадуи, обозначенной звёздочкой. К северу от оз. Рудольф расположено Эфиопское нагорье, принадлежащее к южной части ячеи Афар.

Шомболи (2°10′ ю. ш., 36°12′ в. д.), Лендурут (2°05′ ю. ш., 36°15′ в. д.), Олоргасайлие (1°43′ ю. ш., 36°25′ в. д.), Ол-Эсайети (1°30′ ю. ш., 36°32′ в. д.). Столь протяжённая прямая линия в сочетании с прямыми линейными структурами фундамента вулкана в восточном борту оз. Натрон и его дна (рис. 12.12) не оставляет сомнения в важной роли сдвиговых нарушений при рифтообразовании.

Морфология восточной границы Кратерного нагорья указывает на транстенсионную обстановку его размещения, обусловленную левосдвиговыми усилиями вдоль западного борта рифта оз. Маньяра. При этом транстенсия вызывает появление коротких левых сдвигов северо-западного простирания, смещающих основной разлом.

Об особенностях структур рифта, позиции в нём вулканов, продуктов их извержений, соотношений с оз. Натрон можно судить по снимкам из космоса (см. рис. 12.12).

В зависимости от глубины дна озера изменяется цвет, отражающий степень выпаривания и концентрацию содовых растворов вплоть до полного высыхания озера. Красный цвет обусловлен наличием высокой концентрации каротиноида Astaxanthin в микроорганизмах озера. На юге озеро упирается в переработанные грязевые массы, поступавшие в рифт от подножия вулкана Олдоиньо-Ленгаи. На выжженной солнцем поверхности суши, прилегающей с востока к озеру, проявляются разрывные структуры, совершенная прямолинейность которых в плане свидетельствует об их сдвиговой природе.

Обоснование природы отмеченных разрывных структур, кроме влияния их на условия размещения вулканов, важно для последующего анализа особенностей состава вулканических извержений, возможности проникновения в надочаговое пространство растворов по разломам из современных щелочных озёр Натрон и Эяси,

последующего участия их в гидротермальной деятельности. Ранее А. Н. Зайцевым [101] отмечалось, что в пределах рифта Грегори карбонатитовые вулканические породы известны в его южном окончании на территории от оз. Натрон до оз. Басоту (Танзания). Далее перечисляются вулканы (Шомболи, Мосоник, Олдоиньо-Ленгаи, Керимаси, Хананг), которые своим основанием касаются дна рифта рядом с щелочными озёрами. Отмечено, что эти карбонатитовые вулканы сложены в основном силикатными породами, фонолитами и нефелинитами, пеплами, лапиллями и туфами при подчинённом объёме эффузивов. То есть по наличию карбонатной, не главной их составляющей, вулканы именуются карбонатитовыми. А далее: «Геохимические особенности отдельных минералов и пород в целом, включая и изотопные данные, указывают на глубинный мантийный источник вещества карбонатитов» [101]. Главный же вопрос, поставленный перед нами, являются ли расплавами современные извержения карбонатных масс, каково их соотношение с «классическими» кар-

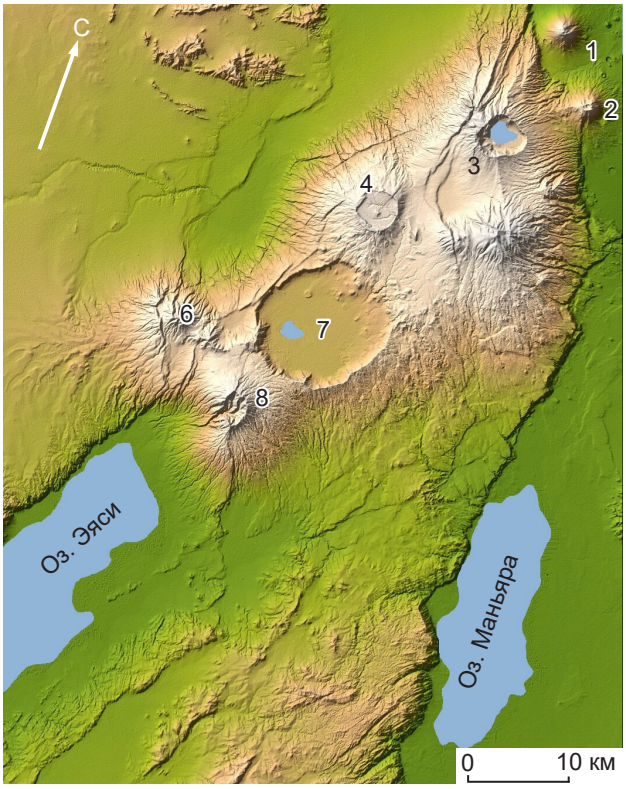


Рис. 12.11. Вулканы Кратерного нагорья и Олдоиньо-Ленгаи рифта Грегори.
Вулканы: 1 – Олдоиньо-Ленгаи, 2 – Керимаси, 3 – Эмбагаи, 4 – Олмоти, 5 – Лулмаласин, 6 – Лемагарут, 7 – Нгоронгоро, 8 – Олдеани.

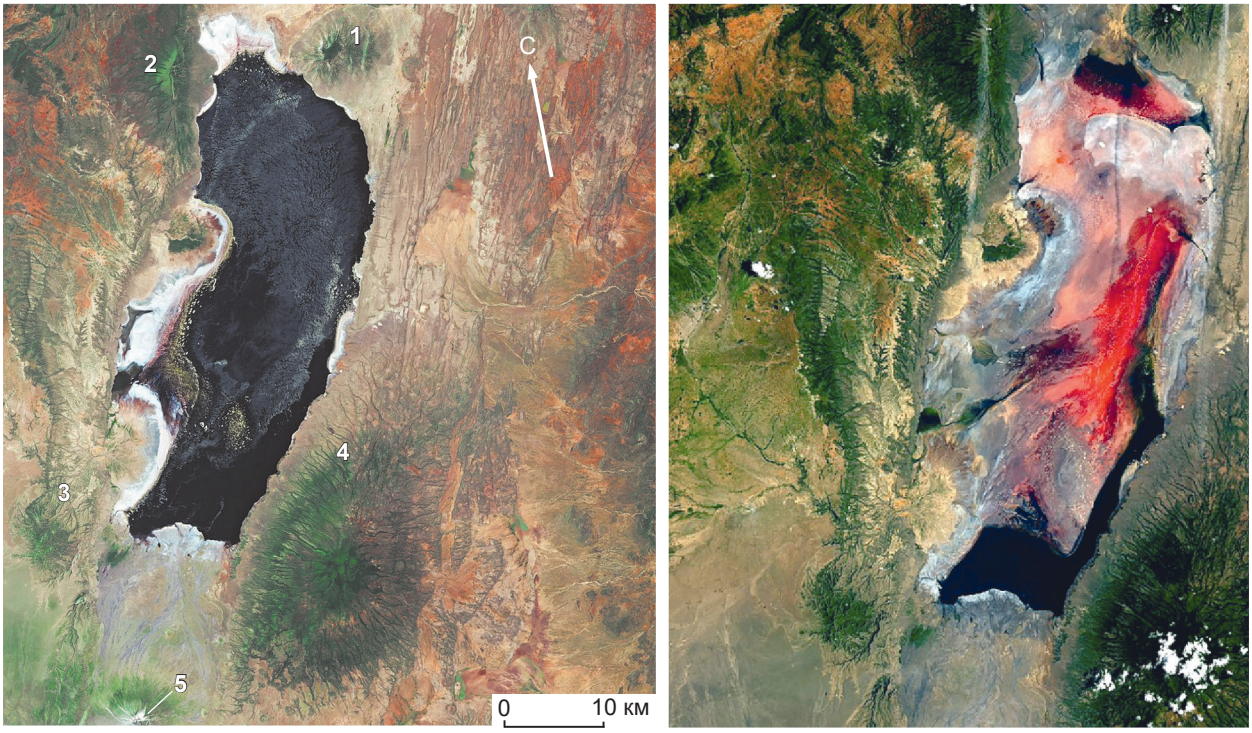


Рис. 12.12. Озеро Натрон, позиция вулканов, следы разрывных структур рифта.
Вид из космоса при большем наполнении озера водой (слева) и частичном осушении (справа). Вулканы: 1 – Шомболи, 2 – Олдоиньо-Самбу (2°10′ ю. ш., 35°55′ в. д.), 3 – Мосоник (2°35′ ю. ш., 35°48′ в. д.), 4 – Гелаи (2°38′ ю. ш., 36°07′ в. д.), 5 – Олдоиньо-Ленгаи.

бонатитами? Кроме того, могут ли в современных грязевых извержениях содовых масс попадаться щёлочи и минералы из магматических пород УЩК, протолит которых был мантийным?

На такую возможность указывает слабовыраженное соотношение между составом вулканов и позицией их основания относительно днища рифта и поднятых его частей. В вулканах днища (Керимаси, Олдоиньо-Ленгаи, Шомболи, Лендурут, Олоргасайлие, Ол-Эсайети) встречается больше фонолитов, нефелинитов и трахитов по сравнению с вулканами поднятых частей (Кратерного нагорья, базальтовых щитов). То есть щёлочность озёр может возрастать за счёт выноса щелочей из вулканитов. В фонолитах, наиболее щелочных из них, сумма оксидов натрия и калия, как известно, составляет около 15 %. Вместе с тем суть связи высокощелочных карбонатных масс, извергаемых вулканом Олдоиньо-Ленгаи, с УЩК-карбонатитовой системой не совсем ясна, чтобы эти массы уверенно относить к карбонатитам. И встаёт другой вопрос: почему здесь нигде не отмечено рудопроявлений, присущих карбонатитам? Обратимся к характеристике продуктов извержений вулкана Олдоиньо-Ленгаи, детально изученных А. Н. Зайцевым [101].

Вулкан сложен нефелинитами, а вверху породами, которые относят к карбонатитовым лавам. Под карбонатитами А. Н. Зайцев понимает «не только изверженные карбонатные горные породы так называемых ранних карбонатитов, но и гидротермальные и метасоматические породы, которые образуются на поздних стадиях процесса образования карбонатитов». Главную роль в них играют карбонат натрия и его разновидности в ассоциации с кальцием (минерал ньеререит, названный в честь первого президента Танзании Джулиуса Ньерери) и калием (минерал грегориит – в честь исследователя Восточной Африки Джона Грегори). Для характеристики химического состава кристаллического продукта вулкана (лавы карбонатита, по А. Н. Зайцеву) приведён анализ образца, отобранного в 2008 г., %: Na_2O – 32,22, K_2O – 8,38, CaO – 14,2, BaO – 1,66, SrO – 1,42, MgO – 0,38, MnO – 0,38, Fe_2O_3 – 0,28, CO_2 – 31,55, SO_3 – 3,72, Cl – 3,40, F – 2,50, P_2O_5 – 0,85, SiO_2 – 0,16, TiO_2 – 0,02, H_2O^+ – 0,56.

Извержение лав сопровождается фумаролами. Кроме того, выделяются газы с температурой от 49 до 312 °C, состоящие из CO_2 и HO_2 (суммарно до 98 %) при весьма малом количестве H_2, CO, H_2S, HCl, HF и CH_4.

Из этого можно сделать вывод, что высокое содержание щелочей (сумма их оксидов превосходит 40 %) определяет высокую растворимость карбонатных масс и поэтому их последующий размыв не позволяет им сохраняться надолго в разрезах вулканов.

Сущность вулкана Олдоиньо-Ленгаи, режим вулканизма и свойства продуктов извержений демонстрируют киносъёмки и фотографии его деятельности, выложенные в Интернете, часть из них со ссылкой на [323]. О геологических условиях и составе продуктов извержений можно судить по материалам, опубликованным в литературе. Составим из них общую картину. Но перед тем, как рассматривать проблемы развития этого вулкана, необходимо конкретизировать используемую далее для этого терминологию.

Потоки содовых масс данного вулкана большинством именуются лавами. В геологии лавами принято называть текущие потоки расплавленного вещества, практически всегда силикатного. Водные потоки (расплав льда) лавами в геологии не называют. Катастрофические перемещения разных масс называют лавинами, но не лавами. К грязевым потокам термин «лава» не применяется, за очень редким исключением. Термином «сальза» (от исп. *salza* – соус) именуют грязевые небольшие поднятия. Этимологически термин отражает консистенцию вещества (соусоподобную грязь), а не морфологию тела. К продуктам текучих извержений вулкана Олдоиньо-Ленгаи подошло бы определение «флюиды» (*fluido* – текучий) или просто «потоки» (любые, расплавные или грязевые, до выяснения истинной сущности).

Это не навязывает представление о расплаве, которое возникает, когда их называют лавами. Мелкие конические сооружения на потоке базальтовой лавы в вулканологии принято называть горнитосами (от исп. *horno* – печь, *hornito* – маленькая печь). Для мелких конусообразных структур Олдоиньо-Ленгаи используют термин «орно» (буква «*h*» не произносится).

Вулкан очень часто извергается и меняет свой облик. В книге В. А. Апродова [3] приведена фотография его конуса с очень крупным жерлом, похожим на то, каким вулкан стал во втором десятилетии XXI века. Однако на рубеже веков, когда вулкан непрестанно упоминался в литературе как образец современных излияний карбонатитовых лав, он был иным. Его общий вид того времени показан на рис. 12.13.

На южной стенке кальдеры (дальней на фото) отчётливо видны сохранившиеся слои стратовулкана, а северная часть конуса ровно обрезана, что могло быть результатом фреатического взрыва. Существует упоминание об очень сильном взрыве в 1940 году, но не отмечено, с ним ли связана эта структура. Глядя на кальдеру, заполненную содовыми карбонатами, может возникнуть представлние об аналогии с расслоенным комплексом карбонатитов и УЩК, в котором собственно карбонатиты занимают центральное место, наиболее распространённое в концентрической структуре комплекса относительно ультращелочных силикатных его членов. Однако в данном случае это всего лишь внешнее сходство, обусловленное иными процессами. На это указывают и особенности последующего содового вулканизма, характеризуемые ниже.

Горнитосы, вырастающие на разлитой содовой массе, выглядят сначала, как простые курильщики (рис. 12.14, А). Но при поступлении в надочаговое пространство большой дозы жидкого коктейля из воды и соды с плохо очищенной от органического вещества грязи горнитосы приходили в буйство, извергая чёрные массы в виде потоков (см. рис. 12.14, Б).

Потоки жидких содовых масс сначала имеют чёрный цвет. При остановке они теряют содержащуюся в них воду и органику, карбонаты кристаллизуются и приобретают белый цвет. В условиях кальдеры на это уходит всего четыре дня, о чём свидетельствуют фотографии 2000 года одного и того же потока, запечатлевающие через каждый день это явление [337]. Позже их цвет становится бурым и серым (см. рис.12.14, В). Подобным свойством, как известно, обладают травертины. При кристаллизации соды из раствора масса приобретает почковидную текстуру, ко-

Рис. 12.13. Вулкан Олдоиньо-Ленгаи.
Слева вид с юго-востока. Кальдера, расположенная на севере вулканического конуса, ещё не совсем заполнена белыми содовыми массами. Над их разлившимися потоками возвышаются горнитосы. В верхнем левом углу снимка на дне рифта виден паразитический кратер, от которого потоки стекают на север к оз. Натрон. *Справа вид с северо-запада.* Кальдера наполнена содовыми массами, потоки которых стекают с конуса. Вдали справа виден вулкан Керимаси, а слева – край ещё одного паразитического кратера на дне рифта (фото 2006 г. из https://sodis-travel.livejornal.com).

Рис. 12.14. Горнитосы и потоки содовых масс в кальдере вулкана Олдоиньо-Ленгаи.
А – содовый «курильщик» газами у стенки южного края старой кальдеры (фото: Jeffrey Brown); Б – потоки чёрных растворов соды в смеси с органикой, вытекающие из горнитосов на поверхность раскристаллизованной белой соды (вдали видны хребты северного склона вулкана Эмбагаи); В – последовательное изменение цвета потоков и горнитосов (от чёрного к белому при сублимации органики и к бурому в процессе диагенеза содовых масс); Г – обрастание горнитосов выплесками из них кипящих растворов соды, что создаёт «содовые скалы», при одновременном излиянии жидких потоков из других горнитосов.

торую без достаточных на то оснований иногда трактуют как аа-лавы. Отличие, в частности, состоит в том, что в базальтовых аа-лавах обломки на поверхности её мощных потоков образуются рано и переносятся самой лавой, а в случае вулкана Олдоиньо-Ленгаи почковидная отдельность появляется после кристаллизации на месте.

Очень редко, но бывает и так, что грязевой «карбонатит» перед извержением из горнитоса (печки) воспламеняется, образуя зарево (рис. 12.15, Б). При выходе из жерла горнитоса воспламенённые содовые массы образуют огненные потоки, напоминающие потоки базальтовых лав вулкана Мауна-Лоа на Гавайях. Ну, чем не карбонатитовая магма?! (см. рис. 12.15, А). Но не всё так просто. Поверхность базальтовых потоков бывает воспламенённой, если лава изливается на растительный покров, а газы от него проникают через лаву. Здесь же извергаемые массы загораются внутри горнитоса.

На фотографии (см. рис. 12.15, А) отчётливо наблюдаются три последовательных разновременных потока. На первый, нижний, весьма маломощный жидкий поток, в котором прошла сублимация чёрных остатков раскалённой органики (на что, как отмечалось, требуется около четырёх дней), наплывает новый поток чёрной грязи. Часть грязи возгорается уже в горнитосе, а при встрече с воздухом третий поток на спуске со стенки горнитоса становится ещё ярче, что видно в самой верхней его части. Это отличает данное явление от излияний раскалённых силикатных рас-

плавов, например базальтовых лав Мауна-Лоа. После выхода красной массы из жерловины горнитоса наступает жёлтое свечение того же грязевого потока, подобно тому, как возрастает свечение угля в печке, если на уголь дуть. Тем не менее светящиеся потоки грязи вулкана трактуются как ещё одно свидетельство излияния лавы. Но истинную сущность этой «раскалённой лавы» демонстрирует испытание её «обувным термометром» (см. рис. 12.15, В). Подобно тому, как неугасший тлеющий уголь, вынутый из печки, можно взять брезентовой рукавицей, так и прикосновение к потоку не приводит к возгоранию обуви. В то же время увеличение доступа воздуха при отжимании обувной подошвой края тлеющей грязи приводит к её более яркому свечению.

Воспламенение грязевого «карбонатита» побуждает принимать во внимание участие органики в содовых растворах, подобных такой смеси в соседних озёрах. Другим важным свойством извергаемых масс, не согласующимся с предположением о расплавном их состоянии, является очень

Рис. 12.15. Возгорание продуктов извержения вулкана Олдоиньо-Ленгаи.
А – воспламенённый поток чёрной массы «карбонатита» (смеси растворённых соды и органики) с усилением возгорания его при встрече с воздухом на выходе из горнитоса; Б – зарево воспламенённых газов над горнитосом перед излиянием содовых масс; В – «обувной термометр» для определения возможной температуры тлеющего неугасшего грязевого потока («раскалённой псевдокарбонатитовой лавы»).

низкая вязкость, в результате чего потоки имеют очень малую мощность – от единиц до первых десятков сантиметров. Это более соответствует раствору или суспензии. Растворённость карбонатных масс и вероятная подпитка растворов поверхностными водами аналогичны процессам образования травертинов с характерной текстурой (рис. 12.16, А).

Бронирование кальдеры кристаллической содовой массой приводит к возрастанию давления газов под ней, а это, в свою очередь, к формированию гейзеров, выносящих газово-жидкие содовые струи (см. рис. 12.16, Б). Эти струи могут быть столь интенсивными, а выпадение карбонатной фазы из раствора столь стремительным, что из гейзера может вырасти столб (см. рис. 12.16, В). После того как гейзер прекратил извержение, стекающие струйки раствора на краю столба образовали сталактит, по форме подобный крылу (см. рис. 12.16, Г). Как известно, травертины и гейзериты образуются в результате гидрохимических процессов выпадения карбонатов из растворов. В местах выхода на поверхность водных растворов падает давление и удаляется CO_2. Вследствие этого растворённый гидрокарбонат кальция распадается с образованием нерастворимого карбоната, выпадающего в осадок. Выделения могут образовывать скорлуповатые и радиально-лучистые оолиты и более крупные пизолиты.

Так вулкан Олдоиньо-Ленгаи создавал немыслимые скульптуры. А потом, отдохнув, принялся извергать содовый пепел с чёрным дымом, подобно паровозу, из труб

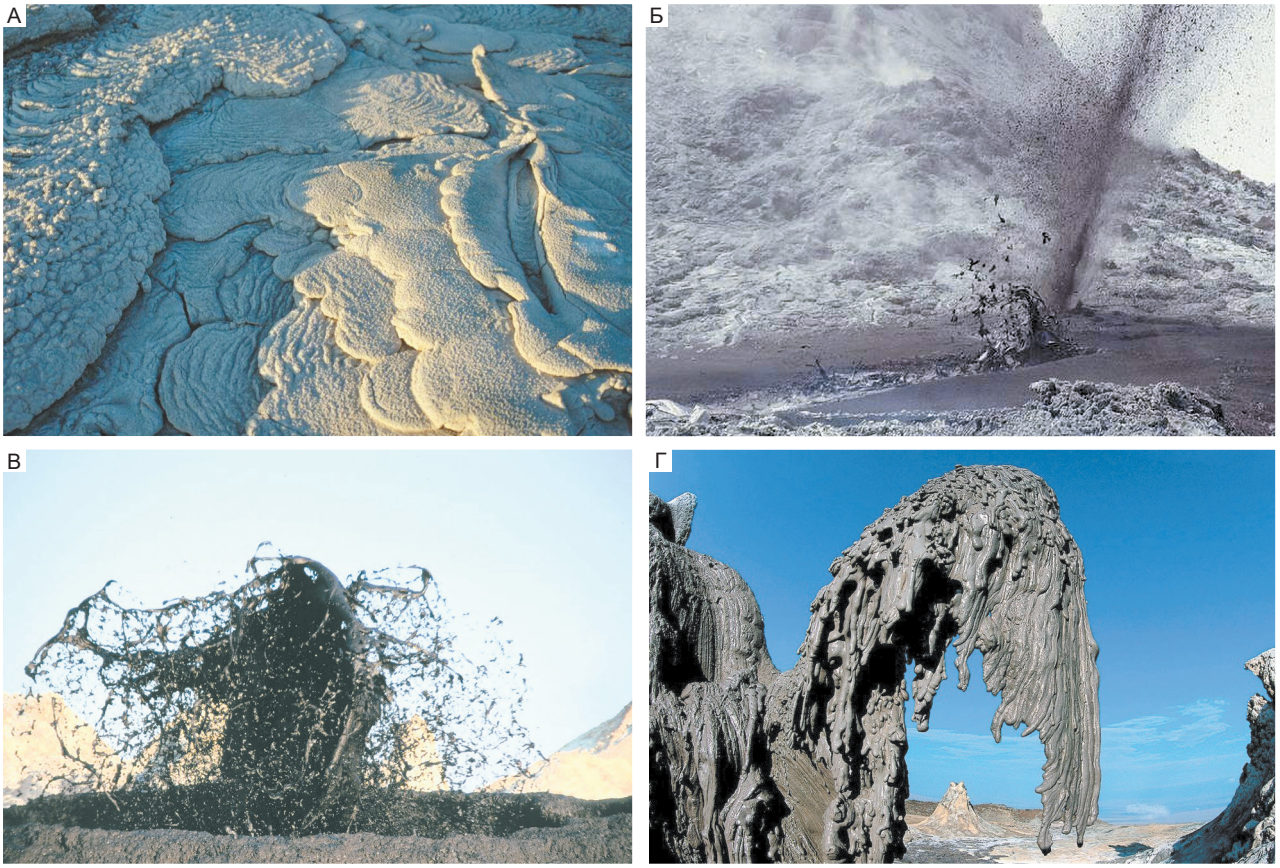


Рис. 12.16. Растворённые содовые массы извергаются в виде маломощных потоков и гейзеров с быстрой потерей растворителя.
А – маломощные потоки раствора (суспензии) содовых масс, приобретшие почечную текстуру после кристаллизации; Б – гейзер, пробивающийся через содовые массы у подножия горнитоса в кратере вулкана (фото: Jeffrey Brown, интерпретация А. Н. Барышева); В – гейзерит – столбообразный «лохматый» массив, выросший из разбрызгиваемой гейзером содовой массы; Г – стекающие содовые массы на краю гейзерита, образовавшиеся по завершении выбросов растворов («крыло выросло, а взлететь выше не удалось»).

которого вырываются остатки неуспевшего сгореть в топке угля (рис. 12.17).

Собственного угля в мантии, надо полагать, не было. Поэтому остаётся сделать вывод, что исходным материалом для дыма была органика, проникшая вместе с содой из оз. Натрон по разломам в ещё неостывшее надочаговое пространство. В результате уже в 2011 г. был возведён гладкий конус, без всяких потоков, которые трудно было выдавать за лаву. Но вулкан вновь «задумал» возвести в жерле чёрную сомму. Однако материал и мощь для строительства вскоре иссякли, мало того, всё стало рушиться, кальдера заполнялась обвалившимися со стенок массами, разрушилась и сомма. Со стенок сверху потекли содовые слёзы-сталактиты, правда, белые, а не чёрные, как на рис. 12.16, Г, т. е. не столь горючие. И вулкан снова стал похож на тот, который был запечатлён на фотографии книги, изданной в 1982 г. [3]. Но он

Рис. 12.17. Пепловое новое извержение вулкана Олдоиньо-Ленгаи и его угасание.
А – извержение облака пепла, состоящего из частиц органики и соды, формирование насыпного конуса; Б – конус содовых пеплов, выросший на месте кальдеры; внизу слева виден её край, справа вверху – ранее сохранившаяся от взрыва южная стенка конуса (аэрофотосъёмка, 7 апреля 2009 г.); В – рост чёрной соммы в старом жерле из поднимающихся жидких газонасыщенных содовых масс; Г – обрушение стенок жерла с осыпями внутри него и растворение верхних слоёв с образованием на них сталактитов (вид вулкана в феврале 2016 г.); Д – следы старых содовых потоков из кальдеры и отсутствие на вершине пеплового конуса.

не восстал из пепла, а восстал благодаря пеплу!

Существенным индикатором органогенной природы извергаемых чёрных масс, превращаемых в белые содовые, является поведение фламинго, населяющих оз. Натрон. Эти птицы строят свои гнёзда почти из таких же чёрных масс, как и извергаемые вулканом. К концу высиживания птенцов они превращаются в белые (рис. 12.18). Фламинго собираются в несметные стаи для питания на чёрных массах, оставляя белые без внимания, используя их только для отдыха.

При этом они чутко реагируют на характер превращения органического вещества (концентрации красного каротиноида Astaxanthin в микроорганизмах), которое изменяется с глубиной и концентрацией соды. Это позволяет фиксировать крупные кольцевые структуры адвекции толщ дна на малую амплитуду.

Диагенез осадков дна озера приводит к развитию текстур, сходных с диагенетическими преобразованиями потоков растворённых (грязевых) масс, извергаемых вулканом (рис. 12.19).

Озеро Натрон питается текущей с севера на юг р. Эвасо-Нгиро с устьем (2°00′40″ ю. ш.) западнее вулкана Шомболи. Река питается главным образом дождями и несёт много примесей, в том числе органики, что нашло отражение в её названии (в переводе с языка племени самбуру означает «река коричневой воды»). Распространение озера на юг ограничивается грязевыми потоками от вулкана Олдоиньо-Ленгаи, создающими определённой формы ограничение озера (см. рис. 12.12). Южнее этого вулкана и Кратерного наго-

Рис. 12.18. Колонии фламинго служат индикаторами присутствия и исчезновения во времени и в пространстве органического вещества среди осадочных толщ содовых масс. Пояснения в тексте.

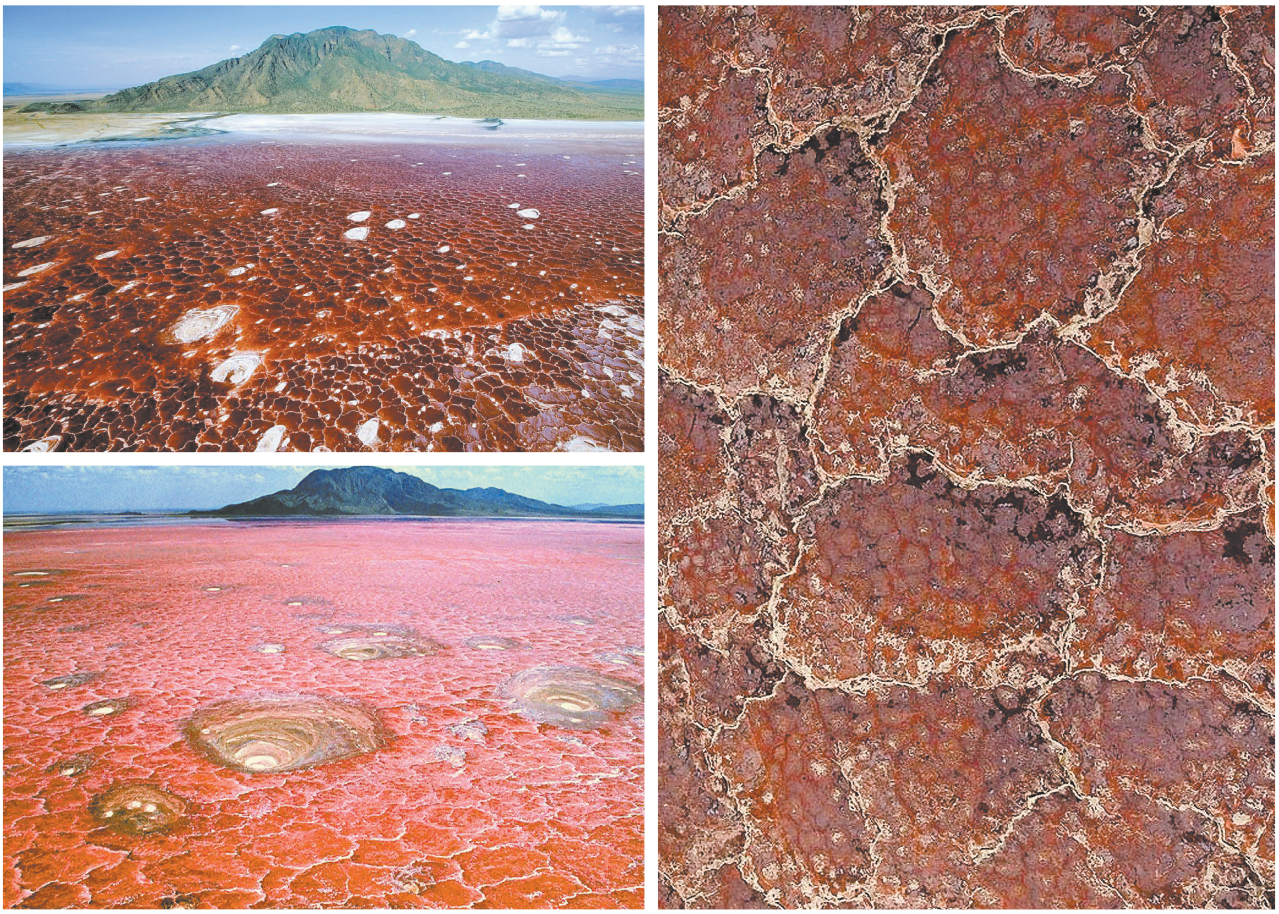


Рис. 12.19. Возникновение мелких содовых кратеров при высыхании слоистых осадков дна оз. Натрон. Почечная текстура осадков внутри каждой ячеи такыра.
Вдали виден вулкан Шомболи.

рья в рифте появляется другое щелочное озеро – Эяси. Учитывая отмеченное выше интенсивное проявление близмеридиональных трещин в фундаменте вулканов, можно уверенно утверждать наличие подземного стока вод вдоль них и питание ими (вместе с присутствующей органикой) продуктов извержений, потому и чёрных.

На этом можно было бы оборвать рассказ об единственном в мире вулкане, извергающем в наше время лавы карбонатита. Однако продолжим рассмотрение проблемы, оставив Африку. Перенесёмся в места без магматизма, ещё недавно нам близкие, чтобы провести некоторые сопоставления. За основу возьмём обстоятельное изложение особенностей грязевого вулканизма, которые исследовал В. Н. Холодов [272].

Рассмотренные последовательность и характер развития вулкана Олдоиньо-Ленгаи практически повторяют то, что написано В. Н. Холодовым в отношении грязевого вулканизма. «Некоторые вулканы-гиганты, особенно часто встречающиеся на территории Азербайджана, имеют высоту 400–450 м», – пишет В. Н. Холодов. Величие африканского вулкана впечатляет. Он достигает высоты около 2850 м, когда не теряет свою голову-вершину из-за взрывного характера. Естественно, что сформировать такое количество грязи практически нельзя. Основа вулкана построена из силикатных горных пород, а грязь, как мы видим, это временное его «баловство».

«Обычная грязевулканическая деятельность чётко распадается на два периода. Извержения начинаются со взрыва газов в кратере, разрушения кратерной пробки и выхода на поверхность потоков полужидких грязевых брекчий, содержащих большие количества воды, нефти, сероводорода и рассеянных сульфидов. Одновре-

менно из жерла вулкана выбрасываются твёрдые обломки пород. Нередко происходит самовозгорание углеводородных газов и над кратером появляется пламя. Его высота может достигать нескольких сотен метров. Массы грязебрекчий, содержащих большие количества воды, нефти, сероводорода и рассеянных сульфидов, растекаясь на площади, надстраивают старый конус. При этом объёмы твёрдых выбросов огромны. Извержение, как правило, длится несколько дней, сопровождается землетрясением, мощным подземным гулом. Затем вулкан надолго затихает. На кратерной площадке появляются многочисленные сальзы и грифоны (струи и каналы), непрерывно поставляющие на поверхность жидкую грязь, газ, воду, а иногда и нефть. У каждого источника, пробивающегося на поверхность, отлагается масса плотных глинистых корок, которые постепенно превращаются в миниатюрное подобие вулкана высотой не более 2–3 м. Они встречаются в кратерах в огромных количествах. Одновременно на стенках конуса начинается окисление. Серые и зеленовато-серые глины, содержащие рассеянные сульфиды, окисляются и превращаются в бурые и красновато-бурые породы, обогащённые гидроксидами Fe и Mn. Склоны покрываются сетью глубоких оврагов (барранкосов), радиально расположенных по отношению к кратерной площадке. По ним перемещаются как глубинные воды вулканов, так и атмосферные осадки, временно скапливающиеся в неровностях рельефа. Таким образом, в грязевых вулканах постоянно чередуются периоды извержения и относительного покоя. Извержения вулканов происходят крайне неравномерно… Естественно, что состав извергаемых грязевых масс зависит, во-первых, от состава превращаемых в грязь исходных пород или осадков, во-вторых – от состава поступающих снизу постмагматических жидкости и газа, в-третьих – от фильтрующихся сверху метеорных вод. Учесть все три фактора весьма трудно, но по косвенным фактам можно сделать предположения» [272]. Сальзами В. Н. Холодов называет грязевые конусы.

Приводимые в статье [272] фотографии морфологических особенностей грязевых вулканов (рис. 12.20) аналогичны ряду вулканических образований Олдоиньо-Ленгаи: те же скалистые «шайтанские сады», конические горнитосы, потоки, жерла. В статье отмечается, что при грязевом вулканизме потеря газовой составляющей изменяет свойства остаточного раствора. Это нередко приводит к образованию аутигенных минералов. Например, потеря газообразного CO_2 вблизи и на дневной поверхности смещает карбонатные равновесия в сторону выпадения твёрдой фазы карбонатов. По этой же причине может происходить быстрая кристаллизация содовой массы в продуктах извержения Олдоиньо-Ленгаи (см. рис. 12.14, Г; 12.16, В, Г). В этом же может состоять природный фокус, когда за четыре дня «лава» из чёрной превращается в белую. Можно ещё добавить, что снимавшие кинофильм о вулкане Олдоиньо-Ленгаи в непосредственной близости от места извержений кипящей грязи тоже отмечали громкий подземный гул, нестерпимый неприятный запах газов, землетрясения, т. е. то, что приведено в цитате о грязевых вулканах.

«Потенциальные возможности грязевулканических очагов хорошо раскрываются при исследовании аварий нефтяных скважин. Очень распространённый случай описан Н. Ю. Халиловым (1972 г.). На грязевом вулкане Дашгиль (Бакинский архипелаг) из забоя была выброшена вся колонна бурильных труб длиной в 2500 м, которая оказалась кольцеобразно уложенной вокруг буровой вышки» [272]. В. Н. Холодов полагает, что «избыточные давления флюидов в мощных толщах глин формируются, как правило, за счёт фазовых преобразований глинистых минералов в области высоких температур (и давлений), и в первую очередь – иллитизации смектитов». В нашем случае, в отличие от грязевого вулканизма в амагматичных областях, главной причиной постмагматического грязевого вулканизма, несомненно, служит температурный фактор.

Итак, магматический ультращелочной комплекс занимает в рифте Грегори стан-

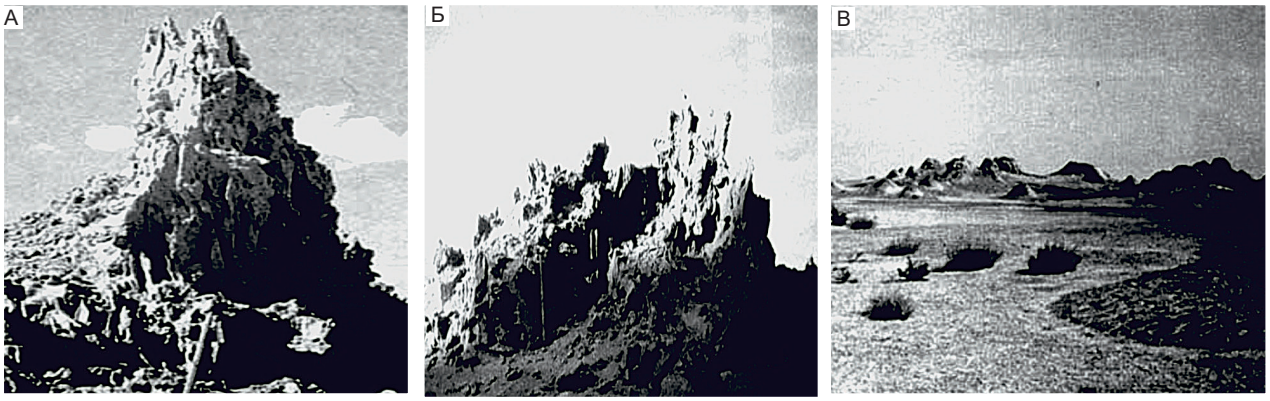


Рис. 12.20. Геологические образования грязевого вулканизма, по [272].

А – общий вид некка вулкана Кобек (Западная Туркмения); Б – песчаные трубы «шайтанских садов», вулкан Челекен (Западная Туркмения); В – кратерная площадка и грязевые конусы, впереди справа грязевой поток вулкана Дашгиль (Азербайджан); Г – конус и жерло действующего грязевого вулкана Шуго (Тамань), вдали такыр – многоугольники на поверхности высохшего грязевого потока.

дартную для него позицию на периферии ячеистой провинции, в центре которой размещены кимберлиты. Выражаясь фигурально, можно ещё раз подчеркнуть, что образование особого ультращелочного мантийного протолита (для последующего развития УЩК-карбонатитового магматизма) определяется геодинамическим и тектоническим факторами, а именно субдуцированием древних шельфовых карбонатсодержащих толщ на краю конвективной ячеи, в результате чего мантия обогащается компонентами этих толщ, некогерентными по отношению к ювенильным мантийным магмам. То есть и позиция, и состав УЩК обусловливаются особенностями субдукции в древних гипотранзиталях. Платформенная транстенсионная геодинамика определяет адвекцию масс, образованных за счёт взаимодействия субдуцированных и первично мантийных масс, приводя к развитию магматических УЩК-карбонатитовых систем, продуктивных на весьма широкий спектр элементов.

Размещение вулканов УЩК в Восточно-Африканском рифте контролируется транстенсионной обстановкой, возникающей при левосдвиговых усилиях вдоль близмеридиональных разломов, которые являются неотъемлемыми структурными элементами при рифтообразовании. Карбонатные массы, изверженные в наши дни вулканом Олдоиньо-Ленгаи, не соответствуют представителям «классических карбонатитов» и не являются расплавными образованиями, которые правомерно называть лавами. В настоящее время вулкан представляет собой эпимагматическую фреато-гидротермальную рециклинговую систему, в которой происходят грязевые извержения растворов содовых масс, содержащих органическое вещество, подобных массам осадков оз. Натрон. Есть основание полагать, что эти массы совершают рециклинг от озера через близмеридиональные трещинные структуры в надочаговое пространство вулкана, там нагреваются, далее извергаются и снова (частично?) попадают в озеро. Преобразования состава масс в надочаговом пространстве с возможным заимствованием из него щелочей и в озере, где, несомненно, происходит обогащение их органическим веществом, требуют специальных изучения и анализа. Большая

растворимость содовых масс препятствует их сохранению в карбонатитовых системах.

Для развития карбонатитовых систем в обстановке Танзании имеются определённые условия. Это край ячеи провинциального масштаба, при формировании которой очень давно (архей–протерозой) произошла субдукция. В течение длительного времени могли взаимодействовать погружённые карбонатсодержащие толщи с породами мантии, возник протолит, обогащённый щелочами. Позже это привело к образованию УЩК-карбонатитовых систем. Настоящая система вулкана Олдоиньо-Ленгаи является посткарбонатитовой.

Выводы:

Проведённое обсуждение геодинамики, тектоники, минерагении платформ, взаимосвязи геологии их фундамента и чехла позволяет утверждать следующее:

1. Для выявления закономерностей образования и размещения алмазных, карбонатитовых месторождений необходим системный подход, включающий геодинамику конвекции и транстенсии, их отражение в тектонике.

2. Конвекция определяет структуру фундамента минерагенических провинций, создание источника полезного ископаемого, его форму и структуру. В геодинамике ячеистой конвекции важнейшую роль играют краевые зоны субдукции, обеспечивающие доставку экзогенных компонентов источника полезного ископаемого в глубины Земли, совмещение их и реакционные соотношения с собственно мантийным веществом.

3. Присдвиговая транстенсия является важнейшим фактором тектоно-магматической активизации древних платформ, возрождения магматизма за счёт декомпрессии. Вместе с тем она обеспечивает доставку кимберлитовых и карбонатитовых масс из глубин до верха земной коры часто без участия плавления.

4. Транстенсионное возрождение магматизма может приводить к преобразованию вулканогенно-осадочных медно-никелевых колчеданных месторождений, захороненных в базальтовом слое протерозойской земной коры, к их плавлению и перемещению в толщи фанерозоя.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Как итог системного анализа в Заключении подобно реферату приводятся не только расширенные выводы, но и их сжатая или несколько развёрнутая аргументация тех основ моделей, которые характеризуют геодинамические причины перемещения вещества Земли, его дифференциации и структурирования, вытекающие из них закономерности строения и развития систем глобальной минерагении. Аргументация позволит читателю легче удержать в памяти большой комплекс основных разработок проблем, заявленных в названии книги. Проведённые исследования в сочетании с критическим анализом некоторых положений существующих парадигм представляют научную новизну.

Основы построения модели геодинамики и тектоники систем. На основе теоретических положений и реальных геологических особенностей в структуре единой системы Земли выявлены новые причинно-следственные геодинамические и тектонические связи между разномасштабными геологическими объектами и процессами, последовательное их развитие и влияние на минерагению. В этом состоит главный итог системного подхода к малоисследованной стороне глобальной минерагении, в отличие от уже разработанной фиксации размещения месторождений на земном шаре в определённых геологических и тектонических обстановках, связи с определёнными типами магматизма и литогенеза.

Основой методологии системного анализа было построение модели объекта исследования. Закономерности глобальной минерагении в крупных системах определяются развитием глубинных процессов и структур, визуально не наблюдаемых. Их рассмотрение потребовало в большей мере обращаться к построению моделей органичных систем, демонстрирующих генетические связи как между их элементами, так и с внешней средой. В этом их отличие от неорганичных систем, в которых обширный фактический материал упорядочен на основе наблюдаемого многократного повторения естественных ассоциаций (формаций и их комплексов), отражённых на геологических картах. Соединение двух принципов выделения типов систем (органичных и неорганичных) с учётом их масштабности при дедуктивном подходе к их анализу позволило обосновать ряд закономерностей глобальной минерагении.

Разработанная общая модель Земли как целостной системы предлагает, кроме того, решение ряда дискуссионных проблем геодинамики, тектоники и минерагении. Из другой важнейшей стороны минерагении – вещественной, которая должна охватывать проблемы петрологии, литологии, минералогии, геохимии, в книге предложено решение только их частных вопросов развития в аспекте геодинамики.

Теоретической основой модели явились физические закономерности поведения сплошных сред в гравитационном и термическом полях Земли с учётом её ротационного режима. Показано, что этот режим играет весьма важную роль при развитии пассивного рифтогенеза и транстенсионной адвекции масс, даже не обладающих инверсией плотности. В соответствии с концепцией компенсационной организации тектонического течения, отражающей закон сохранения вещества, за основу геодинамики модели выбрана конвекция (*convectio* – перенесение, принесение) на разных фазах её развития, начиная с зарождения, т. е. неустановившаяся, а не многократно циклически проявляющаяся. Этим требованиям соответствовали математическая модель конвективного преобразования слоистой среды, разработанная М. А. Гончаровым на основе анализа функции тока, и аналогичные экспериментальные тектонофизические модели, осуществлённые Х. Рамбергом на эквивалентных материалах с учётом теории подобия.

В дополнение к известным положениям разработаны другие теоретические осно-

вы протекания конвекции в недрах, учитывающие последовательное изменение вязкости земных масс при их подъёме из глубин. Установлено, что вследствие малой изменчивости коэффициента температуропроводности горных пород и малой относительной величины их температурного расширения в подобных конвективных системах Земли, находящихся на одинаковых фазах развития, при уменьшении размера системы на один порядок вязкость должна быть меньше на три порядка, а время развития – на два. В основу заключения положен вывод автором уравнений подобия конвективных систем, вытекающих из уравнения Рэлея и условий подобия пластического течения вязких масс, по М. В. Гзовскому. Эта закономерность проверена для реальных систем, ранжированных по размерным масштабам, и позволяет использовать её при обосновании фрактальной структуры и эволюции свойств общей конвективной системы Земли, развития при этом волновой пространственной периодичности размещения фракталов.

Учёт сочетания изменчивости трёх параметров конвективной системы (её размеров, времени развития и вязкости вещества) даёт возможность теоретически подойти к оценке условий и места реального перехода от геодинамического развития тектоники твёрдых (высокой вязкости) масс систем к развитию магматических очагов и их фрактальной структуре с менее вязкими дифференциатами и выплавками из окружающей среды. Кроме того, соотношение параметров заставляет учитывать длительность времени для реализации предлагаемого модельного процесса формирования структур в геодинамических системах.

Рассмотрение геодинамических и тектонических основ глобальной минерагении требует также учитывать, что развитие конвекции протекает в условиях ротационного режима планеты, строение которой имеет глобальную асимметрию, на что особое внимание обращал Ю. М. Пущаровский. Для учёта природы асимметрии и времени её возникновения проведён анализ существующих представлений и дискуссионных положений по затронутой проблеме. Анализ привёл к заключению, что развитие асимметрии началось во время аккреции вещества Земли из единого с Луной космического вихря, имевшего дифференцированный состав его спиралей. Разделение внешней спирали общего вихря надвое, охватившее в большей мере его южную часть (земную и лунную), привело к образованию двух планет. В результате каждая из них обладает разной средней плотностью и своей асимметрией. Асимметричными у Земли стали Индо-Атлантическое и Тихоокенское полушария. То есть асимметрия является не только результатом одноячеистой конвекции, начавшейся в однородной Земле (модель О. Г. Сорохтина). Она появилась раньше, на догеологическом этапе развития, и могла быть причиной зарождения самой одноячеистой конвекции с необычным косым (не ортогональным и не параллельным) расположением восходящей ветви по отношению к оси вращения уже аккретированной планеты. Асимметрия нарастала в дальнейшем при вещественной дифференциации Земли, развитии её океанических секторов.

Этот же вывод согласуется с общей отрицательной оценкой концепции о многократной в истории Земли сборке блоков в единые суперконтиненты (Нуна, Родиния, Пангея), а океанов в единый суперокеан (Панталассу) и периодическом расчленении их на части, что стало тектонической парадигмой. Модель парадигмы с возвратом к прежним схемам одноячеистой глобальной конвекции вступает в противоречие с общими положениями синергетики. К основным её положениям относится диссипативная структура, в которой упорядочение состояния системы происходит с симметрией более низкой, чем симметрия исходного состояния, что соответствует общей концепции В. С. Урусова о диссимметризации Вселенной в её эволюции [252]. Иначе говоря, при построении модели глобальной геодинамики, тектоники и минерагении нет достаточного основания, чтобы обращаться к многократно-

му расчленению суперконтинента и новой сборке его фрагментов в единый более молодой суперконтинент. Вместе с тем расколы Пангеи, Гондваны с образованием Атлантического и Индийского океанов сомнений не вызывают.

Изучение геодинамики платформ («спокойной» обстановки) показало, что в моделях их тектонического развития недостаточно уделяется внимания следствиям ротационного режима Земли. Вращение планеты в целом и разных геосфер относительно друг друга частично наследует разную угловую скорость вращения спиралей вихря. Эта разность практически исчезает при полной аккреции из-за чрезвычайно большого возрастания вязкости, но немного увеличивается при гравитационной дифференциации за счёт переноса количества движения всплывающими и тонущими массами, обеспечивая западный дрейф верхних геосфер. Первичную асимметрию и ротационные явления необходимо учитывать при создании геодинамических моделей крупных тектонических систем Земли. Особенно важен учёт следствий ротационного режима при анализе структурного контроля минерагенических систем древних платформ, что показано на примере алмазоносных систем Якутии и Северо-Востока Европы.

Общая модель строения Земли. Теоретические основы динамики конвекции, особенностей её фазового развития в сочетании с сейсмотомографическими данными глубин позволили разработать общую модель строения современной Земли, развития её структуры. Важнейшей особенностью вещественной дифференциации вещества Земли является то, что после аккреции подъём масс проходит с последовательным образованием и развитием фрактальных систем, последовательным снижением вязкости мантии вплоть до расплавного состояния в очагах. При этом с увеличением порядка фракталов (уменьшением размера) их структура в целом отвечает более продвинутым фазам конвекции. Это, с одной стороны, следует из уравнения подобия систем (при снижении вязкости увеличивается относительная скорость конвекции), а с другой – наблюдается в реальных конвективных системах Земли.

При разработке конвективной модели фрактальной структуры Земли за основу зарождения глобальной конвекции принята форма поверхности геосферы внешнего (жидкого) ядра Земли как наиболее контрастной границы фазовых переходов вещества и наиболее явной, фиксированной геофизическими методами. Выступы внешнего ядра не только термически воздействуют на мантию своей восходящей ветвью конвекции, но и поднимают её массы, менее плотные по сравнению с ядром. С учётом зависимости длины волны от мощности слоя, вызывающего конвекцию, и минимального числа наиболее крупных волн, которое можно уложить в геосфере, была предложена объёмная модель с четырьмя волнами. Переход от древней одноячеистой конвекции к её четырёхъячеистой модели накладывается на асимметричное строение Земли с Панталассой и Пангеей. Поэтому три волны, замкнутые в круговом контуре сферы, имеют неодинаковую длину. Их положительные фазы соответствуют поднятиям ядра, размещены подобно вершинам неправильного тетраэдра, реально находятся под современными океанами («тетраэдрическая модель»). Отрицательные фазы волн соответствуют впадинам ядра. Они расположены под западной и восточной окраинами Тихого океана (с захватом части американских континентов), Востоком Африки, Тетисом, Антарктидой.

Глубинные переходные зоны между главными адвективными областями предложено называть гипотранзиталями. Они могут располагаться косо по отношению к границе континента и океана, перекрываться континентом. Ядерно-мантийные поднятия и гипотранзитали отнесены к системам первого порядка как фракталы общей системы нулевого порядка, которую представляет Земля вместе с её внешними газообразными сферами.

Примечательно, что структуры Тетиса в Западном полушарии находятся в районе 20-х, а в Восточном – в районе 40-х север-

ных широт. Отсюда следует, что нормаль к круговой плоскости транзитали Тетиса не совпадает с северным географическим, а выходит в районе магнитного полюса. Это служит одним из доводов для заключения о том, что глубинные массы, которые определяют магнитное поле Земли, вращаются вокруг оси, близкой к одной из осей тетраэдрической модели. Эксцентриситет географической и магнитной осей, разная скорость вращения вокруг них поверхностных и глубинных масс обусловливают прецессию магнитного полюса. Это может вызывать большие неточности в определении географической палеошироты по углу наклонения магнитного вектора в образце, что практически не учитывается при палеотектонических реконструкциях на основе палеомагнетизма, а порой приводит к неправильным заключениям о тектонике.

Математическая модель неустановившейся конвекции примечательна тем, что демонстрирует не только процесс на разных фазах её развития, начиная с зарождения, но и даёт возможность рассмотрения соотношений развивающегося структурного элемента с окружающей (внешней) средой, что является неотъемлемой частью системного анализа. Модель позволила увязать в единую систему эволюцию глобальных тектонических структур в пространстве и во времени. Геодинамика пластического течения глубинных масс в разных частях глобальной конвективной системы имеет свои особенности, важные геологические причины и следствия.

Первая особенность состоит в том, что в двух крупнейших слоях Земли, а именно внешнем ядре и мантии существуют отдельные, но взаимосвязанные конвективные системы первого размерного (до 10 тыс. км) порядка, объединяемые тетраэдрической моделью. Мантия по отношению к более плотному внешнему ядру не находится в состоянии гравитационной неустойчивости, которая могла бы определить единую конвекцию двух слоёв. Кроме того, их вязкости отличаются почти на двадцать порядков. Поэтому на двух уровнях глубин развиваются две системы ячей, где каждая ячея первого порядка нижнего уровня вызывает развитие верхней ячеи.

При очень малой вязкости жидкого ядра конвекция в нём протекает при втором критическом числе Рэлея R_2. При воздействии ядерных ячей на нижнюю мантию в ней возникают конвективные системы с теми же контурами, но адвекция внутри мантии происходит медленно из-за очень большой вязкости, что отвечает начальным фазам конвекции. К настоящему времени в мантийных системах первого порядка под океанами число Рэлея не достигает второго критического значения. Соответственно, вверху этих систем развиваются протяжённые валы и на них срединно-океанические хребты, а не ячеи.

В ряде концепций используется гипотеза о том, что часть вещества в земную кору поступила от границы мантии с ядром в узких «термохимических плюмах». Такая гипотеза весьма сомнительна. На ранних фазах конвекции суперплюм – лишь некое ограниченное сдвижение вверх мантийных масс со своего первоначального положения, создающее неоднородность, по морфологии подобную перу (*pluma* – перо). Гипотеза о переносе вещества от поверхности ядра до земной коры требует тектонофизического обоснования, учитывающего диаметр канала, вязкость нижней мантии, разуплотнение или транстенсию, расчётное необходимое время для достижения конвективной системой первого порядка фазы не менее 180°, соотношение плюма с внешней средой. Оно не приводится.

Вторая особенность конвекции мантии в системах первого порядка состоит в том, что в каждой восходящей ветви конвективной волны, начиная с середины мощности мантии (на глубинах около 1500–1700 км), её массы на фоне вертикальной адвекции частично расползаются, и вследствие этого происходит уменьшение её мощности и понижение уровня верхней части мантии. То есть расползание (распространение в стороны – спрединг, или горизонтальная адвекция) происходит под океанами во всей верхней половине мантии вместе с земной корой. При этом

уменьшение мощности мантии обеспечивает изостазию и компенсирует возрастание гравитационного потенциала, возникающее при подъёме снизу масс большой плотности. В результате в среде, окружающей восходящий поток, т. е. в гипотранзиталях (в переходных секторах между соседними восходящими фазами волн) на уровне средней мантии происходит не только компенсация масс, уходящих вниз к впадинам ядра, но и восхождение потока масс верхней половины мантии. В нисходящем потоке одновременно происходят полиморфные превращения, уменьшающие объём масс с возрастанием их плотности, а в восходящем потоке декомпрессия за счёт уменьшения литостатического давления приводит к полиморфным превращениям, увеличивающим объём фаз, снижению плотности, развитию астеносферы, причём более мощной (около 300 км) по сравнению с подокеанской астеносферой (около 170 км). Мощность астеносферы в гипотранзиталях определена автором по плотности очагов землетрясений на вертикальных разрезах под окраинными морями, а под океаном – путём расчётов и сопоставления с определениями в априорных моделях по геофизическим данным.

Разная мощность астеносферы приводит вверху к принципиально разному типу конвекции и разным структурам под океанами и в гипотранзиталях. В океанах главенствуют линейные валы и от них спрединг литосферы (аппроксимируемой плитами), а в гипотранзиталях развиваются мантийно-литосферные ячеи, в бассейнах которых происходит «рассеянный задуговый» спрединг, а по одному или обоим краям – центростремительная субдукция.

Третья особенность. Из математической модели М. А. Гончарова следует, что субдукция начинается с фаз около 180° и может развиваться далее при нарастании фаз конвекции. Зарождение субдукции значительно отстаёт от спрединга (распространения в стороны конвективного потока масс), который имеет место уже на ранних фазах.

При снижении вязкости скорость конвекции возрастает, появляются фракталы в системе. Поэтому субдукция возникает только на астеносферно-литосферном уровне в краевых частях конвективных ячей систем второго порядка. Из-за большой вязкости нижней мантии фазы конвекции в ней мало продвинуты, нет очагов землетрясений глубже 700 км, где их принадлежность к субдуцируемым массам сомнительна. Более того, для проявления общемантийной установившейся конвекции (модель О. Г. Сорохтина) существуют факторы пространства и вязкости, препятствующие такому процессу. Площадь поверхности внешнего ядра примерно в 4,5 раза меньше поверхности внешней оболочки конвектирующей мантии. Из-за сокращения пространства в глубинах Земли погружающаяся литосферная плита должна там уменьшать свой удельный объём и увеличивать плотность или увеличивать скорость течения, что нереально при увеличении вязкости. Проблема пространства – одна из причин того, что в гипотранзиталях на уровне средней мантии и выше происходит апвеллинг масс за счёт латерального подтока расползающихся масс в соседних океанических секторах. Иначе говоря, литосферная плита как самостоятельная пластина в конвекции до ядра не может участвовать, так как её фронтальная часть вовлекается в конвекцию вместе с массами соседних ячеистых систем второго размерного порядка на астеносферно-литосферном уровне. К существующим субдукционным интерпретациям сейсмотомографических разрезов средней и нижней мантии надо относиться с большой осторожностью. Они не учитывают множество факторов, рассмотренных в данной книге.

Модель субдукции. Кроме отмеченного выше, модель геодинамического развития астеносферы и литосферы гипотранзиталей в качестве неустановившейся конвекции позволила в корне пересмотреть модель субдукции, предложенную концепцией тектоники плит, ставшую парадигмой. Суть субдукции в конвективной модели

иная. Подведение (*sub* – под, *ductio* – ведение) масс, в том числе океанических, под верхнюю часть ячеи в гипотранзитали происходит не в виде плоской плиты, а в виде сжатой опрокинутой синклинали. Сжатие и пластические течения масс в ядре субдукционной синклинали – основная причина регионального метаморфизма пород с образованием кристаллизационной сланцеватости. Реальность субдукции в виде синклинали установлена автором и описана на основе анализа геологической карты Кубы. Подобные по морфологии субдукционные синклинали получены при тектонофизических экспериментах Х. Рамбергом на эквивалентных материалах. Этому же соответствуют клинообразная форма поля очагов землетрясений под современными островными дугами и множество других фактов, отмеченных в книге.

При субдукции на погружающиеся массы происходит наплыв – обдукция (*obductio* – покрывание) глубинных масс, выжатых со стороны ячеи. В случае извлечения из глубин (эдукции) метаморфизованных субдуцированных масс образуются «раннеорогенные» структуры. Их последующее сползание в направлении глубоководного жёлоба со стороны ячеи образует внешние аллохтонные (потому и «невулканические», хотя сложенные вулканогенными метаморфизованными толщами) дуги. Внутренние вулканические дуги развиваются на освободившейся эрозионной поверхности. В этом отличие природы невулканических дуг от плейт-тектонических представлений, согласно которым массы верхних слоёв плит сдираются с нижних слоёв перед субдукцией и потом наползают на островодужный блок со стороны океана (модель Р. Колмана). Созданная в результате конвективного процесса *S*-образная в разрезе структура обеспечивает увеличение мощности литосферы, при этом и «гранитного» (за счёт обдукции), и базальтового (за счёт субдукции) слоёв земной коры.

Таким образом, исследование показало, что модель субдукции, предложенная в концепции тектоники плит, весьма несовершенна и по ряду положений недостаточно корректна.

Во-первых, модель рассматривает субдукцию как атрибут развития системы первого порядка – океана, в котором субдукция компенсирует разрастание площади плиты при спрединге от СОХ. Отсюда – по скорости спрединга определяют скорость субдукции плиты. Более того, это послужило смелому, но недостаточно обоснованному утверждению о субдукции плиты до ядра Земли. В действительности субдукция происходит в системах второго порядка (1–2 тыс. км) в результате развития опрокинутых синклиналей в краевых частях ячеистой конвекции. Синклинальную структуру некорректно аппроксимировать плитами или микроплитами, как и определять скорость субдукции по скорости спрединга.

Во-вторых, плейт-тектоническая субдукция отрывает океаническую плиту от шельфовых фаций. Такой эффект создаётся при сочетании субдукции с иными процессами, например в ситуации западной окраины Южной Америки из-за западного дрейфа континента и шарьирования его на субдукционную зону. Суммарное поле напряжений от субдукции и шарьирования приводит к образованию «растянутого по горизонтали» поля очагов землетрясений (эффекту пологой субдуцируемой плиты). В Северной Америке дрейф зашёл дальше – континент шарьирован на спрединговую зону океана (ВТП). По этой причине на западной окраине североамериканского континента нет глубоководного жёлоба. Континент перекрыл его, оставив следы древней, близкой к Саргассову морю, ячеи. Кроме того, плейт-тектоническая модель, согласно которой субдукции подвергается только океаническая литосфера перед глубоководным жёлобом, сдерживает понимание природы источника минерагении карбонатитов, сопряжённого с субдукцией толщ шельфовых фаций. Минерагеническая роль субдукции по модели связи её с краевыми эффектами ячеистой конвекции значительно шире охватывает геодинамические про-

цессы, хотя часть геологических функций одинакова в обеих моделях.

В глубинах систем второго порядка, когда разница между вязкостью субдуцируемой части литосферы и вязкостью окружающей среды мала, отрыва их друг от друга не происходит. Литосфера в этом случае сминается в синклинальную складку, которая опрокидывается и уходит вниз под ячею, возбуждающую весь этот процесс. Такая субдукция находит определённое место в продвинутых фазах развития математической модели конвекции и в тектонофизических экспериментах. Эмерджентные свойства систем второго порядка, принадлежащих к гипотранзиталям, некорректно распространять на свойства океанических систем первого порядка. Тем более вызывают скепсис минерагенические модели, в которых литосферные плиты погружают до ядра Земли, попутно создавая «кладбища слэбов».

Роль геодинамики при дифференциации вещества Земли и минерагения. Модели субдукции чрезвычайно важны для понимания природы и позиции источника полезного ископаемого, его миграции и последующей локализации в месторождениях. Однако и субдукция является промежуточным звеном в миграции источника, который участвовал до этого в дифференциации вещества в твёрдофазном и расплавном состояниях. Перед исследователями глобальной минерагении стоит ряд геологических проблем, которые освещены главным образом с общих позиций геохимии и петрологии. Одна из них – проблема природы и позиции источника полезного ископаемого. Она рассматривается, как правило, применительно к непосредственной близости источника к месторождению. Подход к изучению перемещения и дифференциации источника вещества в аспекте геодинамики разномасштабных систем, соотношения их с окружающей средой привёл к общему дополнительному освещению этой и смежных проблем.

Тектонической системе каждого масштабного ранга присущи как общие, так и специфические функции в минерагении. Дифференциация вещества в твёрдо-пластичном и расплавном состояниях происходит уже на ранних фазах развития конвекции, при которых адвекция сочетается со спредингом. К этому важно добавить, что, помимо конвективной геодинамики, с древних времен и поныне в разномасштабных системах самостоятельно и в сочетании с конвекцией действуют транстенсионная геодинамика и вызванная ею адвекция. Значительную роль в её осуществлении играет ротационный режим планеты, приводящий к осевому сплющиванию геоида, западному дрейфу верхних относительно ниже расположенных геосфер (за счёт переноса количества ротационного движения при всплывании масс), развитию регматической сети с диагональными и ортогональными нарушениями. Транстенсия – основа пассивного рифтогенеза, развитие которого вызывает адвекцию глубинных масс даже при отсутствии инверсии плотности, необходимой для естественной конвекции. Геологическим результатом транстенсионной адвекции является образование цепочек расслоенных умеренно-щелочных ультрабазит-базитовых массивов. К таковым относятся Бушвелд и лополиты Великой Дайки в Африке, Платиноносный пояс Урала и др. Их минерагеническая роль чрезвычайно высока. Они служат родоначальными источниками как первичных сульфидных скоплений меди, никеля, кобальта, минералов платиновой группы, золота, так и вторичных, образованных за счёт их разрушения. Приуроченность массивов преимущественно к континентальной и субконтинентальной корам, в отличие от субокеанических проявлений офиолитовой ассоциации, благоприятствует их размыву. Их рудные скопления становятся источником осадков меди в медистых песчаниках, золота с платиноидами в терригенно-сланцевых толщах, оксидного железа в кварцитах, сидеритовых и магнезитовых руд в карбонатных толщах. При транстенсионной адвекции, как при конвекции, происходят её волновые осложнения, вызывающие пространственную периодичность в размещении поднятий вдоль простирания зон транстенсии.

В системах первого порядка (размером первые десятки тысяч километров), определяющих планетарные минерагенические провинции и пояса, важнейшим следствием конвекции является разделение литосферы на континентальную и океаническую за счёт латерального перемещения при конвекции геологических масс с соответствующим геохимическим профилем минерагении. При реконструкции Пангеи из современных континентов становится виден результат влияния древней одноволновой мантийной конвекции на металлогению. Он выражается в создании оловоносной литосферы по границе Панталассы и Пангеи в планетарном поясе протяжённостью не менее 27 тыс. км при ширине 3–3,5 тыс. км. Литосфера пояса характеризуется повышенной оловоносностью по сравнению с остальной литосферой Земли. Увеличение сиаличности, обогащённость оловом литосферы всей окраины Пангеи естественно связывать с длительным отжиманием и перемещением таких масс от Панталассы при океанизации литосферы в ранние фазы древнейшей одноячеистой конвекции. Теперь части этого древнего планетарного оловоносного пояса разобщены Индийским и Атлантическим океанами и представлены в виде металлогенических мегапровинций, занимающих юго-восток Азии, Австралию, юг Африки, среднюю часть Южной Америки. При всех последующих металлогенических процессах оловоносная геохимическая специализация окраинного пояса Пангеи проявлялась в разных типах месторождений. Поэтому можно полагать, что иные территории, не входящие в упомянутые оловоносные минерагенические провинции, даже при сходстве геологических формаций, не будут обладать такими же перспективами.

Смена одноячеистой конвекции на четырёхъячеистую, ставшая причиной распада Пангеи, привела к тектоническим и геодинамическим следствиям, повлиявшим на глобальную минерагению. При этом из-за переноса ротационного количества движения при конвекции, замедления вращения поднятых и ускорения опущенных масс астеносферные зоны перемещаются с запада на восток относительно континентальной литосферы. В результате этого зарождаемые в мантии конвективные системы, обладающие разной мощностью астеносферы, сочетаются с литосферой и земной корой разных мощности и состава. Это же приводит к разному началу эволюции магматизма и минерагении с зависимостью их от геохимического типа протолита. Кроме того, линейные системы сочетают в своём развитии пассивный (транстенсионный) и активный (конвекционный) рифтогенез. Ячеистые фракталы совмещают более сложный комплекс процессов и структур. Причины и следствия разнообразия процессов, влияние их на минерагению сводятся к следующей схеме.

В океанизированных секторах малая (не более 170 км) мощность астенизированной верхней части мантии обусловила валообразную конвекцию масс и образование протяжённых срединно-океанических спрединговых хребтов. Они соответствуют планетарным металлогеническим поясам, характеризуемым толеитовым магматизмом и связанными с ним колчеданными месторождениями.

Принципиально иной геодинамикой и минерагенией обладают гипотранзитали. Повышенная (до 300 км) мощность астенизированной мантии приводит на фоне валообразной линейной конвекции систем первого порядка к развитию линейных и соседствующих с ними ячеистых фракталов второго порядка. Тектонические обстановки и типы месторождений, присутствующие на верхних уровнях гипотранзиталей, широко известны. При рассмотрении их с позиций фиксизма, при ограниченном учёте геодинамики, системного анализа комплекса структур и процессов часть генетических закономерностей минерагении, ряд важных вопросов генезиса месторождений не попадали во внимание.

Для океанических площадей обсуждался главным образом вопрос о геохимии обеднённой (деплетированной, примитивной), обогащённой, нормальной мантии, после чего выделялись горячие точки (по-

ля) и области, связанные с плюмами разного масштаба и спредингом. Изучение площадей гипотранзиталей с разными типами литосферы и земной коры показывает пространственную и временну́ю эволюцию состава и структуры литосферы, в том числе характеризующую продвинутые фазы конвекции в системах второго порядка. Фактический материал для анализа геодинамических закономерностей сочетания тектонических обстановок и их минерагении содержится в третьей части книги.

Рассмотрение особенностей перемещения масс при зарождении конвекции в сочетании с транстенсией при деструкции континентальной коры в провинциальных системах (II порядок) и их фракталах позволило дополнительно вскрыть природную сущность пространственно-временно́й эволюции двух гипербазит-базитовых комплексов: первого – умеренно-щёлочнобазитового и второго – толеитового. Примером служат Урал, Красное море и другие бассейны. Протолит первого комплекса (недосыщенного кремнекислотой) начинает плавиться в первую очередь при вертикальной адвекции, занимая осевую часть рифтогена, а далее отодвигается в стороны (горизонтальная адвекция – спрединг) при подъёме на его место масс второго, более магнезиального, менее щелочного. В процессе дальнейшей деструкции континентальной земной коры и её «океанизации» умеренно-щёлочнобазитовый комплекс при спрединге, будучи отодвинутым к периферии, участвует в строении внешних океанических валов (например вал Зенкевича по отношению к Тихому океану) или их гомологов (о. Мальта по отношению к Тирренскому морю). Более нагретый протолит офиолитового комплекса, находившийся первоначально ниже первого, поступая в верхние слои центральной части коры спредингового бассейна, интенсивно плавится, образуя толеитовые базальты. Его ультраосновной рестит содержит более тугоплавкие платиноиды (осмий, иридий) по сравнению с легкоплавкими платиной и палладием в ультрабазитах субщелочного комплекса. То есть последовательность развития магматизма двух комплексов отражает сочетание вертикальных и горизонтальных перемещений протолита уже на начальных фазах неустановившейся конвекции (адвекции).

Принципиально различна минерагения, связанная с упомянутыми комплексами. При недосыщенности кремнекислотой умеренно-щелочной серии (дунит-пироксенит-габбровая формация) нет зон кислотного выщелачивания в её вулканических комагматах, нет и колчеданных руд, выносимых на морское дно. Сера остаётся в магмах интрузивов, входя в руды золотоносных ванадий-железо-медных месторождений, относимых к фации титаномагнетитовой формации. То же происходит в монцонитовых, монцодиоритовых (не надсубдукционных!) магматических телах, в которых вкрапленные сульфидные руды на Урале относят к медно-порфировым месторождениям бощекульского типа.

В отличие от дунит-пироксенит-габбрового комплекса (формации) расположенный в глубинах Земли толеитовый комплекс, пересыщенный кремнекислотой, при магмообразовании мог совместно с сопровождающими флюидами извлекать свинец и сопутствующие компоненты из сиалического слоя континентальной земной коры. Именно свинецсодержащие гидротермальные растворы должны были выноситься из сиалической коры под воздействием флюидонасыщенных верхних частей магматических систем на ранних стадиях рифтогенеза. Взаимодействие базитового комплекса с сиалической континентальной корой выражается и в большой роли кремнекислых выплавок, дающих в обилии риолиты, с которых начинается вертикальный ряд вулканогенных формаций (как на Рудном Алтае). Это согласуется с тем, что и на территориях с меньшей сиаличностью литосферы свинцовые руды появляются в стратиграфическом разрезе ранее, чем медноколчеданные (на Урале свинцовые руды в карбонатных толщах – в позднем докембрии,

а медноколчеданные в базальтах – начиная с позднего ордовика).

Спрединг и минерагения. Спрединговая модель развития тектоники бассейнов показывает закономерность развития вертикального и латерального рядов геологических формаций со стратиформными сульфидными и иными месторождениями в качестве следствия развития глубинной адвекции. В случае начала рифтогенеза и последующего спрединга континентальной земной коры сначала происходит накопление пестроцветной терригенной серии пород, в которую попадают продукты размыва сульфидов из массивов расслоенных умеренно-щелочных габброидов. В результате накапливались медистые песчаники, а в терригенно-черносланцевых толщах конденсированного разреза отлагалось тонкое золото – основа золоторудных месторождений в терригенно-сланцевых толщах. Золото-сульфидный или золото-кварцевый тип этих месторождений во многом зависит от степени окисления экзогенных продуктов и метаморфогенных минеральных ассоциаций.

Взаимодействие поднимающихся мантийных масс с сиалической корой, флюидизация и декомпрессия приводили к извлечению свинца и цинка из континентальной литосферы, далее к гидротермальному процессу с осадочным отложением сульфидных масс (главным образом полиметаллических) среди карбонатных шельфовых фаций. При активном спрединге рудовмещающие толщи отодвигаются в стороны, а на месте оси спрединга в бассейне формируется зона с терригенными осадками и редкими вулканитами, более удалённая от берега в разросшемся бассейне. В этих толщах локализовались гидротермально-осадочные колчеданно-полиметаллические месторождения. Спредингу подвергалась вся литосфера вместе с магматическими очагами, которые продолжали функционировать, о чём свидетельствует образование стратиформных полиметаллических месторождений. С глубинными очагами того же времени есть основание связывать гидротермально-осадочные месторождения ртути в расположенных рядом терригенных толщах (подобно Альмадену в раннем силуре Испании). Дальнейшая полная деструкция континентальной коры приводила к развитию офиолитовой ассоциации с медно-цинковыми колчеданными месторождениями. Вместе с тем пассивный спрединг в бассейне pull-apart может не продолжиться после образования свинцово-цинковых месторождений в карбонатных толщах, и эволюционный ряд при этом далее не разовьётся (как в хр. Каратау Казахстана).

Продукты рудогенеза обоих гипербазит-базитовых комплексов могут участвовать в последующей субдукции в зависимости от их позиции относительно соседней конвективной ячеи. Субдуцироваться могут как гидротермально-осадочные руды колчеданного ряда, так и продукты размыва руд массивов умеренно-щёлочнобазитового комплекса, пройдя перед субдукцией экзогенную дифференциацию и седиментогенез.

Другой тип спрединга проявляется во внутренней области ячей, обрамляемой островными дугами, поэтому ячеистый бассейн можно называть задуговым. Спрединг в задуговых бассейнах имеет специфические черты. Он рассредоточен на более широкой, но короткой площади («рассеянный спрединг»). В его зарождении незаметна роль сдвигов и транстенсии, хотя внутри могут присутствовать сдвиги с громадной амплитудой перемещения (400 км, левый сдвиг с транстенсионным pull-apart жёлобом Кайман на севере Карибского моря). Конвекция, вызывающая рассеянный спрединг в ячее, весьма интенсивна и способна к деструкции мощной континентальной коры, что выражается в выплавлении большого объёма кремнекислых магм и лав риолитов, которые потом занимают место в основании вулканогенного разреза. Этот процесс сопровождается образованием колчеданно-полиметаллических руд среди терригенных и вулканогенных толщ. Они не подвергаются региональному динамотермальному метаморфизму, но могут быть сближены в пространстве с из-

влечёнными из глубин субдуцированными метаморфизованными колчеданами рифтогенов. Задуговые колчеданно-полиметаллические месторождения в вулканитах похожи на надсубдукционные собственно островодужные типа куроко в Японии или окраинно-континентальные типа манто в Андах. При сходстве этих двух групп месторождений у островодужных есть отличительные признаки: они сопровождаются самородной серой, алунитизацией. Под ними могут присутствовать надсубдукционные медно-порфировые системы, более древние, чем колчеданы.

Субдукция и минерагения. Субдукция также выполняет важнейшие минерагенические функции. К ним относятся: 1) погружение дифференцированных в экзогенных условиях масс, которые становятся компонентами будущего гипогенного источника полезного ископаемого; 2) метаморфогенная дифференциация компонентов в результате пластического выжимания и нагнетания вещества при региональном метаморфизме; 3) вовлечение в плавление нагретых на глубине субдуцированных масс при переходе нисходящих конвективных течений в восходящие (начало эдукции) и возникающей декомпрессии, что обеспечивает магматизм, минерагению островных дуг и активных континентальных окраин.

Встречные конвективные перемещения масс на разных уровнях в виде субдукции, а выше – обдукции приводят к тому, что в надсубдукционной обстановке в магматизм вовлекаются оба протолита, при регенерации совмещая разную металлогению.

В системе II порядка при субдукции погружаются продукты, часть которых до этого прошла дифференциацию, в том числе экзогенную, весьма эффективную из-за малой вязкости среды. Именно за счёт экзогенной дифференциации происходило накопление больших масс оксидных продуктов железа и сопутствующих элементов, которые позже, после преобразования в зонах субдукции, приобрели гипогенные черты. Не скарновый процесс формирует основную массу руд месторождения. Гипогенное скарнирование лишь сопровождает частичную регенерацию руд. Скарнирующие процессы и вызвавшие их интрузивы не являются критериями прогноза крупных масс руд, составляющих основу месторождения. Группу скарновых месторождений следует переименовать в группу скарнированных с дополнением состава и генетической природы накопления их рудных масс.

Субдукция играет решающую роль в создании условий для регионального метаморфизма пород и руд, их регенерации и нового рудообразования. Естественно, что в результате погружения в глубины Земли толщи оказываются в высокотермальных и высокобарических условиях. Но важно и другое. В отличие от пассивно погружённого слэба по модели плейттектонической субдукции, в ядре сжатой субдукционной синклинали интенсивный стресс обеспечивает кристаллизационную сланцеватость, метаморфогенное перераспределение вещества с разной вязкостью, возникновение структур пластического выжимания и нагнетания. Эти явления имеют место в разных типах месторождений, наиболее они важны при образовании золоторудных месторождений в терригенно-сланцевых толщах.

Роль субдукции весьма значительна в минерагении краевых поясов. Во-первых, состав субдуцированных толщ чётко отражается на вещественном составе магм и надсубдукционной металлогении. Так, в Андийском поясе в ячее Южной Америки с запада субдуцируют океанические толщи с медноколчеданной специализацией, а с востока к западу обдуцирует кора с оловом, серебром, имея на фронте обдукции перевёрнутые кровлей вниз шельфовые фации со свинцово-цинковой специализацией. В результате создаётся комплекс надсубдукционных месторождений: медно-порфировых, полиметаллических типа манто, оловянных и серебряных. Кроме того, огромные запасы меди в андийских надсубдукционных медно-порфировых месторождениях (Эль-Теньенте и Чикикамата – более 100 млн т меди в каждом из

них) являются следствием и особой геологической структуры толщ на глубине. Одной из причин необычного богатства медно-порфировых месторождений может быть то, что субдуцированные рудоносные толщи при эдукции приобрели крутое залегание, обеспечивая заимствование значительных масс металла из них как из источника, имеющего большой объём за счёт вертикального размаха при относительно малом горизонтальном сечении.

На важность присутствия скоплений меди в субдуцированных толщах для образования медно-порфировых месторождений косвенно указывает минерагения Верхоянского краевого пояса на западной периферии Колымской ячеи: в континентальной коре Востока Сибири нет меденосных толщ и медно-порфировых месторождений в прилежащем поясе. Однако медно-порфировые месторождения другого, «бощекульского», типа (Песчанка), не связанные с надсубдукционной обстановкой, присутствуют в верхних частях массивов умеренно-щёлочнобазальтовой серии (дунит-пироксенит-габбровой формации), находятся к востоку от Колымской ячеи в рифтогенах, развитие которых сопряжено с транстенсией.

Прямым следствием погружения экзогенного вещества при субдукции в виде сжатых лежачих синклиналей является позиция источника алмазов, что удалось установить при изучении сочетания кристаллохимических свойств кластеров кристаллов алмаза (популяций алмаза) и тектонофизической модели фундамента платформ. Эта же субдукция толщ шельфовых карбонатных фаций приводит при последующей адвекции к образованию массивов с концентрической зональностью в них карбонатитов и магматических образований (УЩК-карбонатитовой системы) в чехле платформ.

Особенностям сочетания разных геодинамических режимов и тектонических обстановок, которым, как известно, соответствуют определённые петрохимические серии и разные глубины зарождения магматизма, присущи общие тенденции. После погружения толеитовых натровых масс океанической коры в зону субдукции в последующем при эдукции через несколько десятков (до сотни) миллионов лет на поверхность выводятся известково-щелочные магмы в островодужной обстановке. При этом андезитовые очаги магм размещаются более глубоко, чем бывшие базальтовые при спрединге. Если же произошла субдукция толщ последовательного ряда шельфа, континентального склона, глубоководного бассейна, то на краю конвективной ячеи через 1–2 млрд лет при транстенсии над погружёнными шельфовыми толщами в обстановке платформы извлекаются магматиты ультращелочного комплекса. При этом над погружёнными толщами более глубоководных зон извлекаются лампроиты и кимберлиты, латерально сменяя УЩК в направлении к центру ячеи (платформенной провинции). Там же могут извлекаться базальты (трапповые), но не из мантии, а из базальтового слоя коры и прилегающей к нему мантии. Это заставляет обратить внимание на то, что анализ особенностей магматизма следует начинать не с дифференциации магм, а с условий создания и пребывания протолита, его метаморфогенного преобразования до выплавления магм. Длительное пребывание толщ карбонатсодержащих шельфовых фаций в субдуцированной обстановке может быть главной причиной их взаимодействия с силикатными породами мантии, оказания на них ощелачивающего действия. То есть карбонатизация перидотитов в УЩК может быть результатом метаморфогенных выжиманий и нагнетаний вещества (в том числе флюидного), которое присутствовало в экзогенных толщах, а в результате субдукции, глубинного проникновения и смешивания с мантийными компонентами определяло состав протолита магм. Это ярко выражается в комплексной, «некогерентной» минерагении карбонатитов. Не всегда в кристаллических породах чётко отличаются гранулиты, не побывавшие в расплавленном состоянии, от раскристаллизованных магм. Иначе говоря, роль субдукции в формиро-

вании мантийного протолита, комплексного состава и разнообразия минерагении значительно больше, чем это обычно считалось.

Магматогенно-рудные системы (узлы). Особое внимание в исследовании уделено разработке проблем магматогенно-рудных узлов (МРУ) как рудно-магматических систем (РМС). Магматогенно-рудный узел объединяет первичный магматический очаг, структуры надочагового пространства и связанные с их развитием продукты минерагении. Необходимость выделения и анализа магматогенно-рудных узлов определяется тем, что они нацелены на установление, обоснование и анализ генетических связей между элементами системы в отличие от простого пространственного упорядочения геологических формаций, рудоносных фаций при выделении рудных районов в минерагенических зонах. Узел не является промежуточным звеном между рудным районом и рудным полем, как часто это представляется в схемах иерархии минерагенических таксонов. Это система (РМС), которая выделяется поиному, чем рудный район, принципу. Знание общих закономерностей структуры и рудной зональности МРУ позволяет выявлять связи между смежными их фрагментами – рудными полями и прогнозировать новые.

Проведение типизации МРУ (плутонические, вулкано-плутонические и вулканогенные), исследование особенностей их структуры позволили разработать принципы выделения МРУ на картах среднего и крупного масштабов. К таким принципам относятся: размерный, петрологический, фациальный, структурный, морфологический, рудной зональности, дискретности и периодичности размещения в пространстве. Магматогенно-рудный узел не ограничивается пределами одной какой-либо магматической формации, а охватывает весь эволюционный ряд магматических образований от начала до конца развития очага, включая исходные магмы, их дифференциаты и выплавки из окружающей среды.

Изучение структур МРУ позволило установить ряд закономерностей их развития. Наиболее подробно это рассмотрено на примере колчеданоносных вулканогенно-рудных узлов (ВРУ), развитых на коре как океанического, так и континентального типов. От типа коры зависит многообразие состава вулканогенных пород и руд. Узлы вместе с тем имеют много общих черт в механизме образования их структуры, но существенно различаются из-за того, достигли они или нет кальдерной стадии развития. Часть типов колчеданоносных узлов не содержит вулканических магматических пород, а во вмещающих их осадочных толщах проявлены лишь продукты вулканических гидротерм. Поэтому к ним, помимо ВРУ, применимо общее название узла – магматогенно-рудный (МРУ) как «скрытомагматический».

Особенности последовательного развития колчеданоносных МРУ отражаются на характере вертикального разреза геологических толщ, в которых сходные части разных вулканов при их объединении называют вулканогенными формациями. В системах разного масштаба сочетание собственных геодинамических условий и внешней среды приводит к образованию закономерных вертикального и латерального рядов геологических формаций, а также минерагенической зональности. Причины и следствия этого явления таковы.

Адвекция глубинных масс основного состава по причине гравитационной неустойчивости или транстенсии приводит к их декомпрессии, вызывает инконгруэнтное плавление, разуплотнение и активное воздействие на породы кровли, принадлежащей к земной коре разного типа. При зарождении и развитии магматогенно-рудных узлов большую роль начинает играть магматогенная геодинамика.

В условиях маломощной коры океанического типа её разрушение сразу приводит к излиянию толеитовых базальтов, которые относят к однородной или дацитсодержащей базальтовой формации натровой серии, обладающей ювенильной медноколчеданной (кобальтоносной) минераге-

нией. В другом крайнем случае, а именно при подъёме глубинных масс основного состава в основание мощной континентальной коры, её разрушение затягивается, и в вулканизме сначала принимают участие только гидротермальные растворы. Эти растворы наряду с ювенильными сульфидными компонентами выносят извлечённые из сиалической части литосферы свинец, цинк, барий. При дальнейшей адвекции глубинных масс, приводящей к разрастанию спрединга и последовательному углублению бассейна, последовательной смене карбонатных толщ терригенно-сланцевыми, указанные компоненты образуют стратиформные гидротермально-осадочные залежи, которые относят к соответствующим геологическим и рудным формациям. На образование этих руд в связи с мантийно-коровыми базальтоидными очагами и их выплавками указывают наблюдаемые случаи чередования групп таких месторождений через шаг около 30 км, т. е. подобно чередованию магматогенно-рудных узлов. Кроме того, наряду с закономерной сменой типов формаций в их латеральном ряду существуют месторождения в промежуточной терригенно-карбонатной среде (Саурей, Полярный Урал), что говорит о сходстве их образования. Это позволяет рассматривать стратиформные полиметаллические месторождения в карбонатных толщах в качестве закономерного члена гидротермально-осадочных месторождений колчеданного ряда.

В развитии вулканических структур наступает этап, когда взаимодействие исходных базальтоидных магм очага с толщей его кровли приводит к существенным масштабам выплавок из неё и флюидизации надочагового пространства. Всё это повышает давление в очаге, которое воздействует на кровлю подобно мягкому штампу. В результате образуются разломы, прорываются к поверхности кремнекислые выплавки и дифференциаты, создающие экструзивы, извергаются пирокластические флюидолиты. Проседание центрального блока вулкана в пространство, освобождающееся в процессе извержения от находившихся там масс, способствует кальдерообразованию. Этот процесс имеет весьма значительные последствия.

Блок, просевший под кальдерой, расчленяет верх очага на части (камеры) с разной гипсометрией кровли. В камерах с более высокой кровлей скапливаются наименее плотные кремнекислые выплавки и рудоносные флюиды, которые, прорвавшись на поверхность, образуют экструзивные купола, колчеданные залежи в приэкструзивных депрессиях. На поверхность блока, опустившегося наиболее низко в базальтовую часть очага, извергаются базальты. Так создаётся вертикальная и латеральная зональность ВРУ. Нижняя часть вулканической толщи преимущественно лавовая. Среди неё или в основании разреза вулканитов локализуется небольшое количество месторождений, но более крупных. В расположенной выше толще кальдерного этапа резко возрастает доля обломочных (пирокластических или вулканогенно-терригенных) пород. При этом в отличие от нижней части, представленной базальтами и риолитами (в разных пропорциях, в зависимости от уральского или рудноалтайского типа), в верхней части разреза появляются дациты, андезидациты. Там же возрастает число месторождений, но уменьшаются их размеры, повышается роль полиметаллических сульфидов и золота с серебром. То есть на минерагении отражается участие компонентов из континентальной коры и расчленение очага на камеры. По латерали зональность выражается большей ролью базальтов и меди в рудах в центре ВРУ, а ближе к краям кальдеры – наличием кремнекислых экструзивов, возрастанием цинка и свинца в рудах.

Лавовые толщи колчеданоносных вулканов при их объединении относят к базальтовой, риолит-базальтовой или базальт-риолитовой (в зависимости от количественного соотношения пород), иначе говоря, к однородной и контрастным формациям. Толщи кальдерной стадии, в которых наряду с базальтами и риолитами большую роль играют дациты, андези-

дациты и вулкано-терригенные породы, относят к непрерывной, или сокращённо к андезидацитовой формации.

Таким образом, закономерности развития магматогенно-рудных узлов, вулканогенно-рудных в частности, позволили конкретизировать генетическую сущность вулканогенных формаций как систем, объединяющих сходные части смежных очаговых и надочаговых структур, последовательность смены состава которых происходит благодаря, с одной стороны, магматогенной тектонике, с другой – эволюции строения земной коры при общем спрединговом режиме территории.

Периодичность тектонических и минерагенических систем. Волновые факторы зарождения конвекции легли в основу разработки проблемы периодического размещения в пространстве тектонических и минерагенических систем. С учётом соотношения размеров систем и вязкости вещества при зарождении конвекции (в соответствии с уравнением подобия конвекции) была разработана схема пространственной периодичности минерагенических таксонов для их иерархического ряда.

В системах первого порядка она выразилась в позиции четырёх океанов над четырьмя волнами в сфере, нормали к которым подобны вершинам тетраэдра. В системах второго порядка это проявляется в образовании цепочек ячей, в которых образуются окраинные моря и сопряжённые островные дуги на месте поясов активных окраин. Сначала была рассчитана, а потом подтверждена на геологических картах и схемах существующая периодичность всплесков магматизма и минерагении суперрайонов (систем III порядка) вдоль минерагенических зон и поясов через расстояние около 300 км.

Наиболее чётко проявляется периодичность размещения очаговых и надочаговых магматогенно-рудных узлов (систем IV порядка) с длиной волны около 30 км или расстоянием кратным этой величине. Ранее такая периодичность отмечалась в размещении крупных кальдерных вулканов. Она связана с зарождением базальтоидных магматических очагов, при котором существенно изменяется вязкость масс, снижаясь наиболее быстро в их субсолидусном состоянии до величины около 10^{14} пуаз (согласно нашим расчётам). Поэтому такая периодическая закономерность характерна для разных тектонических обстановок. Периодичность систем V порядка проявляется относительно редко из-за влияния разломов, но характерна для масс при их повышенной вязкости – корней кремнекислых экструзивов и кустов кимберлитовых трубок.

Геодинамическая транстенсия и минерагения. Показаны более глубокая, чем представлялась ранее, тектонофизическая сущность и важнейшая роль транстенсии в общей геодинамике и минерагении. Транстенсия, обусловленная сдвиговыми усилиями в регматической сети нарушений, возникает и поддерживается благодаря ротационному режиму Земли. Сдвиговые усилия приводят к пассивному рифтогенезу, а в его транстенсионных участках – к многократному повторению умеренно-щелочного и щелочного магматизма. Это обеспечивает не только развитие непосредственно связанной с ними минерагении, но и размыв их рудоносных частей в континентальных условиях, последующее накопление продуктов размыва в осадочных толщах (тонкого золота в алевропелитовых фациях терригенно-сланцевых толщ, оседание растворимых соединений широкого комплекса элементов в карбонатной среде). Эти накопления в осадках после субдукции толщ обеспечивают последующую комплексную металлогению золоторудных с платиноидами месторождений в терригенно-сланцевых толщах, карбонатитов при сочетании карбонатных толщ с УЩК.

Пульсация тектонических усилий на протяжении длительного времени, приводящая к возрождению магматизма, создаёт впечатление о наличии постоянной горячей точки, или пятна (*hot spot*). В линейных зонах транстенсии проявляется пространственная периодичность адвективных структур с их минерагенией.

Условия минерагении древних платформ. Рассмотрение особенностей размещения типов алмазных ассоциаций на Сибирской платформе при сопоставлении их со структурой разных фаз неустановившейся конвекции позволило вскрыть сущность геодинамики формирования структуры фундамента древних платформ, а вместе с этим решить ряд проблем минерагении алмаза и карбонатитов. Существуют две главные проблемы: первая – условия, способствующие образованию алмаза, первичная структура алмазоносного пространства в мантии; вторая – условия доставки алмазоносной среды из глубин к поверхности Земли, их структурное выражение, соотношение геологических структур кимберлитов и карбонатитов как продуктов адвекции субдуцированых масс.

При решении первой проблемы обоснованы геодинамические условия образования и позиции источника алмаза как результат погружения экзогенного (в том числе биогенного) рассеянного углеродистого вещества в зонах субдукции. Эти зоны сопряжены с краевыми эффектами ячеистой конвекции. Алмаз формируется в стрессовой ситуации в ядерных частях субдукционных синклиналей при реакции экзогенного источника с мантийными оксидами углерода. Это определяет позицию, первичную структуру и морфологию алмазоносного пространства минерагенической провинции в виде перевёрнутого конуса (чаши), образованного встречным сочетание дугообразных зон субдукции. Его морфология установлена по размещению групп алмазов (популяций) с разными температурами кристаллизации, свидетельствующему о возрастании температур кристаллизации от периферии к центру минерагенической провинции. Стрессовые условия и деформации при росте алмаза в обстановке выжимания и нагнетания окружающей среды определены на основе особенностей структуры и морфологии его кристаллов. Кристаллизация происходила в твёрдой среде, а не из расплава или раствора, как часто предполагается.

В решении второй проблемы – условий доставки алмазоносной среды из глубин к поверхности Земли, их структурного выражения – показана ранее практически не учитываемая важнейшая роль транстенсии в сочетании с конвекцией. Транстенсия, поддерживаемая непрекращающимся ротационным режимом Земли, обеспечивает возможность медленного длительного подъёма алмазоносных толщ из больших глубин при малых касательных напряжениях. В необходимой длительности процесса адвекции состоит смысл правила Клиффорда, который рассматривался ранее лишь в аспекте возраста алмаза. При этом модели доставки предлагали неимоверные скорости извлечения кимберлитов по трубкам из больших глубин.

Разломы, сопутствующие трубкам, не являются путями перемещения и вместилищем кимберлитов, а лишь свидетельствуют о полях тектонических напряжений при транстенсии. Приведено обоснование флюидолитического, а не магматического фазового состояния кимберлитов, их повышенной вязкости. Это обусловливает подъём алмазоносных масс из глубин не по разломам, а в виде адвективных валов разного масштаба, осложнение их поверхностей ячеистыми поднятиями с периодичностью в пространстве, определяемой волновой геодинамикой. На адвективных валах, развитых в обстановке транстенсии, поднятия с периодичностью кратной 2–4 км (длина волны) служат основаниями кустов трубок. В куст могут входить одна или несколько весьма сближенных трубок кимберлитов. Показана тектонофизическая закономерность этого явления.

Конкретизация и коррективы в существующую алмазоносную минерагеническую таксономию внесены на основе разработанной модели геодинамического и тектонического развития процессов происхождения алмазоносной среды и структур доставки. Основой *минерагенической провинции* (например Якутской, Беломоро-Северодвинской) служит конвективная ячея (размер 1–2 тыс. км) в фундаменте

платформы. Связанные с развитием конвекции центростремительные зоны субдукции определяют и форму алмазоносного пространства в мантии, и латеральную минерагеническую зональность провинции. По периферии располагаются тела карбонатитов, образованные за счёт адвекции протолита, состоящего из реакционной смеси первичных пород мантии и субдуцированных карбонатных масс шельфовых фаций. В направлении центра провинции происходит их смена лампроитами и кимберлитами с увеличением глубины образования алмаза.

В провинции развиваются линейные структуры, соответствующие *минерагеническим зонам* (ширина до первых сотен километров, длина сопоставима с хордой овала ячеи). По своей природе они разделяются на два типа. Первый тип рождается при вовлечении фронта субдуцированных масс в восходящий поток центра конвективной ячеи. Этот поток по своим сторонам объединяет наиболее погружённые алмазоносные массы двух зон субдукции, а в середине – разделяющие их мантийные массы, куда экзогенный источник алмаза не поступал. Эта триада при адвекции образует *минерагенический пояс*. Наибольшая плотность масс в его середине в силу изостатической компенсации при адвекции приводит к рифтогенезу, фиксированному депрессией (например глубокая Кандалакшская губа Белого моря). В подъёме алмазоносных мантийных масс главную роль играет транстенсия, связанная со сдвиговыми усилиями, вызванными полюсным сжатием Земли в её ротационном режиме. В зависимости от направления ориентировки длинной оси ячеи пояс (с его минерагеническими зонами) имеет соответствующее простирание. От этого зависят правые или левые сдвиговые усилия, обеспечивающие транстенсию в минерагенических зонах при отклонении их простирания или сочленении с иными нарушениями. Транстенсия возрождает и образует новые разломы регматической сети, новые линейные зоны транстенсии. К таковым относится второй тип минерагенических зон (например близмеридиональная Муно-Попигайская с мезозойским кимберлитовым вулканизмом в отличие от зон Далдыно-Оленёкского пояса с палеозойским алмазоносным вулканизмом в Якутии). Вдоль простирания минерагенических зон существуют волнообразные осложнения. Области их положительной фазы способствуют наиболее интенсивной адвекции. Эти минерагенические области, периодически чередующиеся через расстояние порядка 300 км, предложено именовать суперрайонами. Они не имеют чёткого выражения и не вводятся в основную минерагеническую таксономию алмазоносных систем, но должны учитываться при прогнозных исследованиях. Также не имеют чёткого выражения районы (размеры десятки километров), которые часто относят к алмазоносным полям, а их контуры намечаются условно.

Понятие *«алмазоносное рудное поле»* предлагается конкретизировать и ограничить размерами до 15–20 км. Его геодинамическую и тектоническую сущность выражает адвективный вал глубинных масс, образованный в зоне транстенсии, и периодическое размещение в нём *кустов кимберлитовых трубок* через расстояния от 2 до 4 км. Зарождение куста фиксирует обстановку адвекции, соответствующей переходу от первого критического числа Рэлея ко второму. Этот физический рубеж в смене типа структур адвекции (линейной на ячеистую), т. е. новой закономерности в размещении трубок, служит основанием для принятия его в качестве зоны перехода минерагенических таксонов от поля (зоны) к кустам трубок (ячей). Трубки в кусте могут объединяться в единое с пережимами уплощённое тело. Позицию куста в ряде случаев может занимать всего лишь одна трубка («однотрубочный» куст).

Особенности тектоники и минерагении гипотранзиталей. В значительной по объёму третьей части монографии излагается не только фактический материал, на который опираются выводы, рассмотренные выше. В ней предложена методика составления геологических основ для

минерагенических карт обзорного и мелкого масштабов независимо от выбранной тектонической концепции и приведено решение ряда дискуссионных проблем тектоники.

Большое сходство, с одной стороны, позиции Кубы и Урала в тектонических ансамблях, объединяющих ряд провинций в межконтинентальных пространствах (соответственно между Северной и Южной Америкой, Европой и Азией), а с другой – их формационного и тектонического развития до наступления позднего орогенеза не позволяет рассматривать их структуры и минерагению как результат тектоники плит, предполагаемый во многих публикациях. Южное обрамление Кубы, восточное – Урала, определяемое ячеистыми провинциями, некорректно аппроксимировать плитами. Именно взаимодействие линейных рифтогенных и спрединговых структур (протяжённостью первые тысячи километров) с соседними ячеистыми структурами обусловливает главные черты тектоники Кубы и Урала. Установлены значительно бóльшая, чем обычно считается, роль шарьяжной тектоники, связь с ней аллохтонных блоков. Одни их них – гомологи внешних островных дуг, образовавшиеся за счёт развала эдуцированных масс, другие – блоки вулканических дуг (ранние орогены). Сопоставление рядов формаций и тектоники Кубы и Урала показывает, что поздний орогенез и развитие метасоматических калиевых *s*-гранитов наступают после шарьирования, при восстановлении изостазии, подъёме просевших под аллохтоном нагретых осадочных толщ. Этот процесс ожидает Кубу в ближайшие 15–20 млн лет. Поздний орогенез, как и происхождение гранитов, не является следствием коллизии (столкновения) плит, а следует за образованием шарьяжей. Этот процесс характеризует системы II и III порядков, происходит в земной коре.

Исследование геологии Средиземноморья показало, что Тетис не являлся океаном, закрывшимся при конвергенции Гондваны и Лавразии. В Средиземноморье присутствуют линейные и ячеистые бассейны с корой океанического типа, зоны субдукции, обрамляющие ячеистые конвективные системы II порядка, что отражает развитие типичных структур гипотранзитали. Часть серпентинизированных ультрабазитов, по которым реставрируют океаническую кору, принадлежит к перевёрнутому основанию разреза континентальной коры в аллохтонных блоках, которые извлечены из глубин при деструкции коры ячей и смещены к их периферии. Их нельзя относить к «сутурам» в качестве следов закрывшегося океанического бассейна.

Установлены крупные сдвиговые перемещения, например выдвижение Иберийского блока в Атлантику на амплитуду до 500 км по близширотным разломам (Транспиренейскому и Гвадалквивирскому) при спрединговом раскрытии Алжиро-Прованского бассейна в меловой период и позже. Это вносит кардинальные коррективы в принятые модели развития данного бассейна, по Кс. Ле Пишону, показывает неприемлемость модели сфенохазма в образовании Бискайского залива и других бассейнов Средиземноморья, по С. У. Кэри [144]. К сожалению, упомянутые модели применительно к Западному Средиземноморью пропагандируются сторонниками тектоники плит как не вызывающие сомнений, «по общему убеждению».

Рассмотрение истории развития Восточного Средиземноморья позволило обосновать иное решение дискуссионной проблемы генезиса земной коры глубоководных бассейнов, лишённой гранитного слоя, имеющей мощный осадочный слой и низкий тепловой поток (Левантийское и Чёрное моря). Кора формируется сначала в результате деструкции сиаля («гранитного слоя», вплоть до его удаления) над ячеистым поднятием мантии, а потом опускания и мощного осадконакопления в этом блоке, оказавшемся на периферии другого поднимающегося и размываемого поднятия. При этом эклогитизация пород связывается с повышением давления при опускании, а не повышенная плотность

эклогитов является причиной погружения (модель Е. В. Артюшкова).

Исследование истории (как в отмеченном случае) и многофакторности геодинамических причин развития тектонических структур позволило вскрыть ряд малообъяснимых явлений. К ним относятся огромные сдвиговые перемещения по разломам близширотного и близмеридионального простирания, многократное на протяжении длительного времени проявление сходного по составу магматизма вдоль одних и тех же зон, чего не происходит в других обстановках при закономерной эволюции структурно-формационных комплексов. Причиной всего этого служит сочетание транстенсии с конвекцией, обусловленное ротационным и гравитационным режимами планеты. Её регматическая (*regma* – разлом) сеть известна давно. Но почему в этой сети все четыре системы – две диагональные и две ортогональные – являются сдвигами? Появление диагональной системы соответствует тангенциальным напряжениям при полюсном сжатии планеты в ротационном режиме. В этом случае система близмеридиональных нарушений должна соответствовать отрыву, а реально наблюдаются сдвиги. На примере геодинамики Сибирской и Восточно-Европейской платформ показана причина близмеридиональных сдвигов в связи с транстенсией, возникающей при сдвигах по нарушениям диагональной регматической системы. Более того, подъём масс при развитии структур первого и второго порядков приводит, с одной стороны, к ротационному торможению (главная причина «западного континентального дрейфа») и развитию близширотных сдвигов. Кроме того, часть таких сдвигов связана со спредингом разной амплитуды (например, Алжиро-Прованский бассейн). С другой стороны, в предложенной тетраэдрической модели структуры Земли, в которой наибольшее развитие получили три восходящие волны в мантии (под Тихим, Атлантическим, Индийским океанами), из-за разрастания глубинных поднятий в северном направлении возникли сдвиги в литосфере по границам с континентами. В восточных границах это правые (сдвиг Сан-Андреас по отношению к Тихому океану), в западном – левые (система разрывов вдоль Восточно-Африканского рифта с серией транстенсионных структур относительно Индийского океана). Транстенсия, поддерживаемая постоянным ротационным режимом, в таких обстановках приводит к важным минерагеническим следствиям.

Проведённая для всего Средиземноморья группировка месторождений по структурно-вещественным типам, позиции в литолого-формационных комплексах, принадлежности к докембрийской, палеозойской, мезозойской, кайнозойской металлогеническим эпохам (тектоно-магматическим циклам) позволила установить эволюцию минерагении на фоне эволюции земной коры, элементы наследования её особенностей от минерагении предшествующих эпох. Характерно, что медно-порфировые системы присутствуют лишь там, где имеют место ячеистые структуры, ячеистые моря (Восточное Средиземноморье). Это подчёркивает связь надсубдукционных обстановок с ячеистой конвекцией, а не со столкновением плит.

Исследование развития геологии и минерагении Средиземноморья, Кубы, Урала как представителей литосферы гипотранзиталей показало, что их нельзя рассматривать с позиций лишь фиксизма или только тектоники плит. Фиксизм не учитывает очень большую роль горизонтальных перемещений. Плейт-тектонический подход, разработанный для анализа объектов, аппроксимируемых литосферными плитами, не соответствует масштабу и структуре систем второго и более высокого порядков, геодинамической сущности субдукции, а главное – соотношению разных типов неустановившейся конвекции (валообразной линейной, ячеистой) и определяемым ею структурам.

Пожелания к дальнейшим исследованиям. Познание сущности закономерностей глобальной минерагении не должно быть сосредоточено только на суммировании по всей планете геологии рудных ме-

сторождений с дальнейшей кластеризацией полученного материала по обстановкам и составу объектов. Необходимы существенно более широкий и углублённый подход к анализу истории развития крупных систем Земли, рассмотрение перемещений и дифференциации её вещества в разных объёмах и разном фазовом состоянии. Исследования геодинамики, тектоники, минерагении на всех иерархических уровнях требует тщательного соблюдения принципов системного анализа. При этом необходимы учёт масштабности систем, контроль природы связей между фракталами системы, являются ли свойства систем эмерджентными или нет, являются ли эти связи генетически детерминированными или стохастическими (органичными или неорганичными).

При системном анализе минерагении необходимо контролировать возможность распространения свойств объекта, которые он имеет в одной системе, на свойства объектов другой системы, куда вводится тот же объект. Примером является некорректное распространение свойств пропилитовой полиметаллической формации на свойства колчеданно-полиметаллической Рудного Алтая, которые ранее рассматривались в составе одной полиметаллической формации. Также очевидно, что свойства масс современного грязевого вулканизма, относимых к содовым карбонатитам, нельзя распространять на генетическую характеристику «ранних» карбонатитов, сложенных карбонатами с двухвалентными катионами, имеющими иные природу и историю развития в генезисе карбонатитовых месторождений.

В схемах минерагенической таксономии обязательно нужно восстановить разделение таксонов по морфологическому принципу, который стал часто игнорироваться при использовании только формационного подхода. Без этого принципа теряется значительная часть тектонической информации. Обязателен учёт соотношения систем с внешней средой. Разумеется, что при отсутствии информации, обеспечивающей какой-либо принцип, строится своя система, но она является другой и должна именоваться по-другому. Это относится, прежде всего, к разным системам, одинаково именуемым «рудная формация». Для одной из них, которая отражает лишь состав руд месторождения, целесообразно сохранить старый термин приоритетный как по времени выделения, так и по смыслу. Более полную по содержанию систему, отражающую состав руд и характеристику вмещающей среды, следует переименовать в формацию рудных месторождений.

Особого внимания при дальнейшем развитии минерагении заслуживает исследование источника полезного ископаемого и всей истории его перемещений. Важнейшим направлением при этом является изучение условий образования и истории преобразования протолита рудоносных магматических комплексов. Как показало рассмотрение минерагенической роли субдукции, прогноз ряда типов месторождений должен начинаться с вопроса о природе и позиции экзогенного источника, позднее участвующего в эндогенных процессах. Старые модели генезиса месторождений, опирающиеся преимущественно на условия образования руд (карбонатитовые, группа скарновых, скарнированных), разработанные до того, как проблемы мобилизма, в частности субдукции, вошли в поле зрения геологии, необходимо пересмотреть с точки зрения соотношения факторов накопления массы полезного ископаемого и его минерального выражения. Для анализа природы источника необходим углублённый анализ природы комплексной геохимии вмещающих толщ.

Все исходные и новые концепции, ставшие парадигмами, содержат не только достижения, но и положения, которые требуют регулярного обсуждения. Взгляды авторитетов в одной отрасли геологических знаний (например физико-химической петрологии) при использовании их в аспектах минерагении должны пройти апробацию с позиций геодинамики, принципов системного анализа, в частности эмерджентности. Факторы, определяющие ме-

ханизмы перемещения и накопления масс в малых системах, во многих случаях не отражают факторы перемещения и накопления больших масс того же вещества. В петрологии недостаточно внимания уделяется разработке проблем генезиса протолита тех магматических систем, которые потом фигурируют в моделях геологии рудных месторождений и минерагении. Особенности протолита во многом определяются геодинамической историей. Необходимо продолжение разработки проблем геодинамики и кинематики минерагенических систем как нового научного направления исследования взаимосвязи тектоники и минерагении.

В настоящее время существует явный дефицит данных анализа волновой геодинамики, в том числе нелинейных волн. Восполнение этого пробела исследований обещает вскрытие новых закономерностей в тектонике и минерагении для использования их в практике прогноза полезных ископаемых по волновой периодичности их размещения и не только.

И как постскриптум. Наука металлогения, рождённая более века с четвертью тому назад на основе обобщения условий образования и закономерностей размещения месторождений полезных ископаемых в земной коре, к концу XX века пришла к постановке проблем глобальной минерагении, переросла в дисциплину, охватывающую проблемы развития всей Земли. Сейчас почти все закономерности развития глобальных процессов и минерагенические обстановки (и их терминологию) укладывают в парадигмы тектоники литосферных плит и плюмов, а далее в вытекающие из них следствия. Необходим более широкий и глубокий подход к условиям и истории движения и преобразования вещества всей Земли в круговороте на экзогенных и эндогенных отрезках единого пути к тому этапу, на котором рождается вещество в качестве руд. Но строя «за́мки» концепций, необходимо строго придерживаться принципов системного анализа как теории прочности при строительстве конструкций. И, наконец, не быть в плену парадигм, не отвергать сразу новые положения, кажущиеся неприемлемыми, помнить афоризмы всемирно известных учёных, академиков Л. А. Арцимовича: «Наука не профсоюзное собрание, истина не определяется большинством голосов» и П. Л. Капицы: «Наука кончается там, где кончается дискуссия».

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Алексеев А. С., Ваньян Л. Л., Бердичевский М. Н. [и др.].* Схема астеносферных зон Советского Союза // Доклады Академия наук СССР. – 1977. – Т. 234, № 4. – С. 790–793.

2. *Андросов Е. А., Вержак В. В., Ларченко В. А., Минченко Г. В.* О структурном контроле размещения кимберлитовых тел (на примере Архангельской алмазоносной провинции) // Геология алмазов – настоящее и будущее. – Воронеж : Изд. Воронежского ун-та, 2005. – С. 31–43.

3. *Апродов В. А.* Вулканы. – М. : Мысль, 1982. – 367 с.

4. *Артюшков Е. В.* Геодинамика. – М. : Наука, 1979. – 329 с.

5. *Артюшков Е. В.* Дифференциация по плотности вещества Земли и связанные с ней явления // Известия Академии наук СССР. Физика Земли. – 1970. – № 5. – С. 18–30.

6. *Артюшков Е. В.* Образование конвективных деформаций в слабо литифицированных осадочных породах // Известия Академии наук СССР. Серия геологическая. – 1965. – № 12. – С. 79–101.

7. *Артюшков Е. В.* Основные формы конвективных структур в осадочных породах // Доклады Академии наук СССР. – 1963. – Т. 153, № 2. – С. 412–415.

8. *Артюшков Е. В.* Физическая тектоника. – М. : Наука, 1993. – 456 с.

9. *Артюшкова О. В., Маслов В. А., Тищенко В. Т.* Новые данные по стратиграфии Сакмарской и Присакмарской зон Южного Урала : препринт. – Уфа : БНЦ УрО АН СССР, 1991. – 28 с.

10. *Атлас* офицера. – М. : Военно-топографическое управление, 1974. – 394 с.

11. *Баакашвили Г. Т.* Геология, условия образования и перспективы ртутных месторождений Абхазии : специальность 04.00.00 «Геолого-минералогические науки» : автореф. дис. на соискание учён. степ. канд. геол.-минерал. наук / Баакашвили Гиви Трифонович. – Тбилиси, 1971. – 21 с.

12. *Балакина Л. М.* О природе тектонических движений в островных дугах // Бюллетень Московского общества испытателей природы. Отдел геологический. – 1991. – Т. 66, вып. 1. – С. 3–12.

13. *Балакина Л. М.* Субдукция и механизмы очагов землетрясений // Спорные аспекты тектоники плит и возможные альтернативы. – М. : ОИФЗ РАН, 2002. – С. 120–141.

14. *Барышев А. Н.* Геодинамические и тектонические основы минерагении: системный анализ их иерархической структуры и функциональных связей // Проблемы тектоники и геодинамики земной коры и мантии. Материалы L Тектонического совещания. – М. : ГЕОС, 2018. – Т. 1. – С. 47–52.

15. *Барышев А. Н.* Геологическая позиция и генезис золоторудных месторождений Байкало-Патомской территории в связи с геодинамикой Центральной Азии // Отечественная геология. – 2017. – № 4. – С. 98–108.

16. *Барышев А. Н.* Гравитационная неустойчивость и минерагенические системы Земли // Отечественная геология. – 2008. – № 2. – С. 10–17.

17. *Барышев А. Н.* Иерархия конвективных геологических систем и их минерагеническое значение // Отечественная геология. – 2017. – № 1. – С. 19–27.

18. *Барышев А. Н.* «Колчеданный шаг» как отражение симметрии геологических тел // Симметрия структур геологических тел. – М., 1976. – Вып. 2. – С. 88–90.

19. *Барышев А. Н.* Колчеданоносные вулканогенно-рудные узлы и типы рудных полей // Руды и металлы. – 1993. – № 3–6. – С. 91–99.

20. *Барышев А. Н.* Минерагеническая роль субдукции и сопровождающих её процессов // Проблемы тектоники континентов и океанов. Материалы LI Тектонического совещания. – М. : ГЕОС, 2019. – Т. 1. – С. 56–60.

21. *Барышев А. Н.* Модель саморазвития структур колчеданоносных систем в вулканогенных геосинклиналях // Генетические модели эндогенных рудных формаций. Т. 2. – Новосибирск : Наука, 1983. – С. 73–80.

22. *Барышев А. Н.* Направление миграции золота и его локализация в метаморфизованных терригенных толщах // Материалы 5-го Уральского литологического совещания. – Екатеринбург : ИГГ УрО РАН, 2002. – С. 25–27.

23. *Барышев А. Н.* Палеотектоническая и палеовулканическая реконструкции структуры Акбастау-Космурунского рудного поля (Центральный Казахстан) // Известия Академии наук СССР. Серия геологическая. – 1978. – № 2. – С. 97–111.

24. *Барышев А. Н.* Палеовулканическая структура и колчеданное оруденение Ново-Золотушинского месторождения (Рудный Алтай) // Геология рудных месторождений. – 1978. – № 2. – С. 70–81.

25. *Барышев А. Н.* Палеогеодинамика подвижных систем уральского типа в аспекте актуализма и их металлогения // Металлогения современных и древних океанов. – М., 1992. – С. 100–112.

26. *Барышев А. Н.* Палеогеодинамическая модель складчатых систем уральского типа // Геодинамика и металлогения Урала : материалы 2-го Уральского металлогенического совещания. – Свердловск [Екатеринбург], 1991. – С. 91–92.

27. *Барышев А. Н.* Периодические геодинамические и металлогенические системы и их синергетика // Фундаментальные проблемы геологии полезных ископаемых и металлогении. – М. : МГУ, 2010. – Т. 2. – С. 398–414.

28. *Барышев А. Н.* Периодические геодинамические и металлогенические системы, их развитие и взаимодействие. – М. : ЦНИГРИ, 1999. – 263 с.

29. *Барышев А. Н.* Периодическое размещение алмазоносных систем и смежные проблемы геологии алмазов // Отечественная геология. – 2006. – № 6. – С. 20–35.

30. *Барышев А. Н.* Позиция и возраст бедамельской серии: значение для понимания геодинамики и металлогении Полярного Урала // Уральский геологический журнал. – 2002. – № 6. – С. 29–32.

31. *Барышев А. Н.* Позиция крупнейших рудных районов и узлов в системе адвективных структур Земли // Отечественная геология. – 2001. – № 2. – С. 6–11.

32. *Барышев А. Н.* Позиция и простирание океанических хребтов в связи с конвекцией в ядре и вращением Земли // Области активного тектогенеза в современной и древней истории Земли. Материалы XXXIX Тектонического совещания. – М. : ГЕОС, 2006. – Т. 1. – С. 40–43.

33. *Барышев А. Н.* Регулярное размещение магматогенных рудных узлов и других геоструктур // Рудная синергетика. Труды ЦНИГРИ. – 1990. – Вып. 244. – С. 26–42.

34. *Барышев А. Н.* Роль ядерно-мантийной конвекции и ротационного режима Земли в океанизации литосферы // Тектоника современных и древних океанов и их окраин. Материалы XLIX Тектонического совещания. – М. : ГЕОС, 2017. – Т. 1. – С. 44–48.

35. *Барышев А. Н.* Строение и условия формирования колчеданоносных систем вулканогенных геосинклиналей : специальность 04.00.14 «Геология, поиски и разведка рудных и нерудных месторождений» : автореф. дис. на соискание учён. степ. д-ра геол.-минерал. наук / Барышев Александр Николаевич. – М., 1983. – 46 с.

36. *Барышев А. Н.* Структурные условия локализации колчеданных рудопроявлений в верховьях р. Андрюк (Северный Кавказ) // Геология рудных месторождений. – 1972. – № 1. – С. 108–113.

37. *Барышев А. Н.* Субдукция и проблемы её палеореконструкций // Отечественная геология. – 2004. – № 2. – С. 50–62.

38. *Барышев А. Н.* Тектогенез как следствие синергии гравитационных, ротационных сил и градиентного температурного поля Земли на разных иерархических и глубинных уровнях // Фундаментальные проблемы тектоники. Материалы XL Тектонического совещания. – М. : ГЕОС, 2007. – Т. 1. – С. 63–66.

39. *Барышев А. Н.* Тектонические ансамбли над зонами впадин ядра Земли // Тектоника и геофизика литосферы. Материалы XXXV Тектонического совещания. – М. : ГЕОС, 2002. – Т. 1. – С. 37–39.

40. *Барышев А. Н.* Тектоника, геодинамика и металлогения Полярного Урала // Руды и металлы. – 2007. – № 1. – С. 24–33.

41. *Барышев А. Н.* Тектоника и металлогения: системный геодинамический и формационный анализ. – М. : Новый хронограф, 2013. – 112 с.

42. *Барышев А. Н., Панкратьев П. В.* О рудокластах колчеданно-полиметаллического месторождения Южный Карасан (Юго-Западный Гиссар) // Доклады Академии наук СССР. – 1978. – Т. 241, № 6. – С. 1390–1393.

43. *Барышев А. Н., Пирижняк Н. А.* Особенности поисков колчеданных месторождений в дислоцированных толщах // Труды ЦНИГРИ. – 1986. – Вып. 201. – С. 26–35.

44. *Барышев А. Н., Хачатрян Г. К.* Влияние тектонического поля напряжений на механизм роста, структуру алмаза в связи с общей геодинамикой алмазообразования // Отечественная геология. – 2015. – № 12. – С. 46–60.

45. *Барышев А. Н., Хачатрян Г. К.* Минералого-геохимический и геодинамический системный подход к анализу алмазоносности и минерагеническому районированию платформ // Отечественная геология. – 2018. – № 4. – С. 90–103.

46. *Барышев А. Н., Хачатрян Г. К.* Минерагеническое и геодинамическое значение типов популяций алмаза // Отечественная геология. – 2017. – № 6. – С. 3–13.

47. *Барышев А. Н., Цетлин В. П., Швайковский М. И.* Основные черты геологического строения и генезиса колчеданного оруденения Николаевского месторождения (Рудный Алтай) // Геология рудных месторождений. – 1976. – № 5. – С. 38–52.

48. *Белов А. А.* Тектоническое развитие Альпийской складчатой области в палеозое // Труды ГИН АН СССР. – М., 1981. – Вып. 347. – 212 с.

49. *Белов С. В., Лапин А. В., Толстов А. В., Фролов А. А.* Минерагения платформенного магматизма (траппы, карбонатиты, кимберлиты) / науч. ред. С. В. Белов. – Новосибирск : СО РАН, 2008. – 537 с.

50. *Белостоцкий И. И.* Строение и формирование тектонических покровов. – М. : Недра, 1978. – 238 с.

51. *Белоусов В. В.* Основы геотектоники. – М. : Недра, 1975. – 264 с.

52. *Белоусов В. В.* Строение и условия развития переходных зон между материками и океанами // Строение и динамика зон перехода от континента к океану. – М. : Наука, 1986. – С. 14–22.

53. *Беляков Л. Н., Дембовский Б. Я.* Тектоника Полярного Урала и Пай-Хоя в свете новых данных // Метаморфизм и тектоника западных зон Урала. – Свердловск [Екатеринбург] : УНЦ АН СССР, 1984. – С. 121–125.

54. *Бергман И. А.* Железисто-кремнистый рудогенез раннего докембрия. – М. : ВИМС, 2012. – 343 с.

55. *Берингово* море: Атлас геолого-геофизических карт / гл. ред. И. С. Грамберг. – Л. [СПб.], 1992.

56. *Беэр М. А., Воинов М. В., Лейпциг А. В., Поспелова А. С.* Роль палеоструктур в формировании девонских бокситов Урала // Советская геология. – 1981. – № 5. – С. 77–91.

57. *Билибин Ю. А.* Металлогенические провинции и металлогенические эпохи. – М. : Госгеолтехиздат, 1955. – 88 с.

58. *Блюман Б. А.* Земная кора континентов и океанов (анализ геолого-геофизических и изотопно-геохимических данных) / под ред. В. Л. Масайтиса. – СПб. : ВСЕГЕИ, 1998. – 152 с.

59. *Блюман Б. А.* Кристаллические ультрамафиты и мафиты офиолитовых ассоциаций: происхождение и модель становления. – СПб. : ВСЕГЕИ, 2000. – 59 с.

60. *Богатиков О. А., Гаранин В. К., Кононова В. А.* [и др.]. Архангельская алмазоносная провинция. – М. : МГУ, 1999. – 522 с.

61. *Богатиков О. А., Коваленко В. И., Шарков Е. В.* Магматизм, тектоника, геодинамика Земли: Связь во времени и пространстве. – М. : Наука, 2010. – 606 с.

62. *Богданов Н. А.* Тектоника глубоководных впадин окраинных морей. – М. : Недра, 1988. – 221 с.

63. *Богданов А. А.* Тектоника платформ и складчатых областей. – М. : Наука, 1976. – 340 с.

64. *Бородаевская М. Б., Кривцов А. И., Курбанов Н. К.* [и др.]. Некоторые данные о геологическом строении Магнитогорского мегасинклинория // Труды ЦНИГРИ. – 1973. – Вып. 105. – С. 7–15.

65. *Бородаевская М. Б., Кривцов А. И., Ширай Е. П.* Основы структурно-формационного анализа колчеданоносных провинций. – М. : Недра, 1977. – 153 с.

66. *Ботт М.* Внутреннее строение Земли. – М. : Мир, 1974. – 376 с.

67. *Буряк В. А., Бакулин Ю. И.* Металлогения золота. – Владивосток : Дальнаука, 1998. – 403 с.

68. *Бутузова Г. Ю.* Гидротермально-осадочное рудообразование в рифтовой зоне Красного моря. – М. : ГЕОС, 1998. – 312 с.

69. *Бушляков И. Н., Холоднов В. В.* Галогены в петрогенезисе и рудоносности гранитоидов. – М. : Наука, 1986. – 192 с.

70. *Ваганов В. И.* Алмазные месторождения России и мира (основы прогнозирования). – М. : Геоинформмарк, 2000. – 371 с.

71. *Васильев Б. И., Марковский Б. А., Путинцев В. К.* Результаты изучения базальтов окраинно-океанического вала северо-западной части Тихого океана // Тихоокеанская геология. – 1985. – № 2. – С. 44–48.

72. *Васильев Б. И., Тарарин И. А., Говоров И. Н., Коновалов Ю. И.* Новые данные о строении Курило-Камчатского жёлоба // Тихоокеанская геология. – 1986. – № 3. – С. 64–73.

73. *Вегенер Альфред.* Происхождение континентов и океанов. – Л. [СПб.] : Наука, 1984. – 285 с.

74. *Викулин А. В.* Введение в физику Земли – учебное пособие для геофизических специальностей вузов. – Петропавловск-Камчатский, 2004. – 239 с.

75. *Виноградов А. П.* Образование металлических ядер планет // Геохимия. – 1975. – № 10. – С. 1427–1431.

76. *Влодавец В. И.* Вулканы Земли. – М. : Наука, 1973. – 168 с.

77. *Волков В. М., Гинатулин А. М., Сахаров И. Т., Чекалин К. А.* Орловское рудное поле на Рудном Алтае. – Алма-Ата : Наука, 1972. – 109 с.

78. *Врублевский В. В.* Петрология карбонатитовых комплексов консолидированных складчатых областей на примере Южной Сибири и Тянь-Шаня : специальность 25.00.04 «Петрология, вулканология» : автореф. дис. на соискание учён. степ. д-ра геол.-минерал. наук / Врублевский Василий Васильевич. – Новосибирск, 2003. – 40 с.

79. *Гаранин В. К., Криулина Г. Ю., Гаранин К. В., Самосоров Г. Г.* Архангельские алмазы. Новые данные. – М. : ИП «Скороходов В. А.», 2018. – 232 с.

80. *Геология* бассейнов Средиземного моря / Б. Бижю-Дюваль, Ж. Летузе, Л. Монтадер [и др.]. // Геология континентальных окраин. Т. 3. – М. : Мир, 1979. – С. 41–70.

81. *Гзовский М. В.* Основные вопросы тектонофизики и тектоника Байджансайского антиклинория. Ч. 3, 4. – М. : АН СССР, 1963. – 544 с.

82. *Гзовский М. В.* Основы тектонофизики. – М. : Наука, 1975. – 536 с.

83. *Главные* рудные геолого-геохимические системы Урала. – М. : Наука, 1990. – 269 с.

84. *Гончаров М. А.* Западная и северная компоненты дрейфа континентов как результат вынужденной конвекции в мантии по «правилу буравчика» // Тектоника и геофизика литосферы. Материалы XXXV Тектонического совещания. – М. : ГЕОС, 2002. – Т. 1. – С. 128–131.

85. *Гончаров М. А.* Инверсия плотности в земной коре и складкообразование. – М. : Недра, 1979. – 246 с.

86. *Гончаров М. А.* Компенсационная организация тектонического течения и структурные парагенезы // Геотектоника. – 1993. – № 4. – С. 19–29.

87. *Гончаров М. А.* Спектр разномасштабных структур Земли как результат конвективной геодинамики иерархически соподчинённых геосфер // Тектоника неогея: общие и региональные аспекты. Материалы XXXIV Тектонического совещания. – М. : ГЕОС, 2001. – Т. 1. – С. 158–161.

88. *Гончаров М. А., Талицкий В. Г., Фролова Н. С.* Введение в тектонофизику : учебное пособие. – М. : КДУ, 2005. – 496 с.

89. *Гутенберг Б.* Физика земных недр. – М. : Издательство иностранной литературы, 1963. – 263 с.

90. *Динарев О. Ю., Леонтьев И. А., Мосолов А. Б.* Динамика несинхронного вращения слоёв Земли // Известия АН СССР. Физика Земли. – 1986. – № 10. – С. 86–90.

91. *Добрецов Н. Л., Кирдяшкин А. Г.* Глубинная геодинамика. – Новосибирск : НИЦ СО РАН, 1994. – 299 с.

92. *Добрецов Н. Л., Борисенко А. С., Изох А. Э.* Термохимические глубинные мантийные плюмы – источник рудного богатства планеты // Наука из первых рук. – 2011. – № 6 (42). – С. 37–43.

93. *Добрецов Н. Л., Кулаков И. Ю., Литасов Ю. Д.* Пути миграции магм и флюидов и составы вулканических пород Камчатки // Геология и геофизика. – 2012. – Т. 53, № 12. – С. 1633–1661.

94. *Дорошкевич А. Г.* Петрология карбонатитовых и карбонатсодержащих щелочных комплексов Западного Забайкалья : специальность 25.00.04 «Петрология, вулканология» : автореф. дис. на соискание учён. степ. д-ра геол.-минерал. наук / Дорошкевич Анна Геннадьевна. – Улан-Удэ, 2013. – 41 с.

95. *Дукардт Ю. А., Борис Е. И.* Контроль кимберлитового вулканизма Якутской алмазоносной провинции палеорифтовыми структурами // Отечественная геология. – 1996. – № 10. – С. 28–34.

96. *Душин В. А.* Магматизм и геодинамика палеоконтинентального сектора севера Урала. – М. : Недра, 1997. – 221 с.

97. *Елисеев Н. А.* Метаморфизм. – М. : Недра, 1963. – 428 с.

98. *Ефимов А. А.* Габбро-гипербазитовые комплексы Урала и проблема офиолитов. – М. : Наука, 1984. – 230 с.

99. *Жарков В. Н.* Внутреннее строение Земли и планет. – М. : Наука, 1983. – 415 с.

100. *Железорудные* формации Зауралья. Средняя и южная части Тургайского прогиба / под ред. С. Н. Иванова, А. М. Дымкина. – Свердловск [Екатеринбург] : УРО АН СССР, 1988. – 254 с.

101. *Зайцев А. Н.* Минералогия, геохимия и посткристаллизационные преобразования вулканических карбонатитов рифта Грегори (Восточная Африка) : специальность 25.00.05 «Минералогия, кристаллография» : автореф. дис. на соискание учён. степ. д-ра геол.-минерал. наук / Зайцев Анатолий Николаевич. – СПб., 2010. – 40 с.

102. *Золоев К. К., Рапопорт М. С., Попов Б. А.* Геологическое развитие и металлогения Урала. – М. : Недра, 1981. – 256 с.

103. *Золоев К. К., Попов Б. А., Рапопорт М. М.* [и др.]. Глубинное строение и металлогения подвижных поясов. – М. : Недра, 1990. – 191 с.

104. *Золоев К. К., Попов Б. А., Рапопорт М. С.* Магматизм, металлогения и структурно-формационное райнирование палеозоид Урала // Эволюция магматизма Урала. – Свердловск [Екатеринбург] : УрО АН СССР, 1987. – С. 74–86.

105. *Золотарёв В. П., Артамонов А. В., Ерощев-Шак В. А.* Вертикальная аккреция океанической коры Индийского океана и проблема мантийных горячих точек // Известия РАЕН. Секция наук о Земле. – 2001. – Вып. 7. – С. 103–121.

106. *Золотоносность* Урала. Объяснительная записка к карте золотоносности Урала масштаба 1 : 1 000 000 / Н. К. Курбанов, П. С. Ревякин, П. Г. Кучеревский [и др.]. – М. : ЦНИГРИ, 2005.

107. *Зоненшайн Л. П., Савостин Л. А.* Введение в геодинамику. – М. : Недра, 1979. – 311 с.

108. *Зоненшайн Л. П, Кузьмин М. И., Моралев В. М.* Глобальная тектоника, магматизм и металлогения. – М. : Недра, 1976. – 231 с.

109. *Зоненшайн Л. П., Кориневский В. Г., Казьмин В. Г.* [и др.]. Строение и развитие Южного Урала с точки зрения тектоники литосферных плит // История развития Уральского палеоокеана. – М. : АН СССР, 1984. – С. 6–56.

110. *Иванов А. И.* Золото Байкало-Патома (геология, оруденение, перспективы). – М. : ЦНИГРИ, 2014. – 215 с.

111. *Иванов К. С., Шмелёв В. Р.* Платиноносный пояс Урала – магматический след раннепалеозойской зоны субдукции // Доклады Российской академии наук. – 1996. – Т. 347, № 5. – С. 649–652.

112. *Иванов О. П.* Природа мегацунами и возможности прогноза // Синергетика : труды конференции. Т. 8 «Самоорганизации и синергетика». – М. : МГУ, 2006. – С. 294–307.

113. *Игнатов П. А.* Методы обнаружения скрытых рудоконтролирующих структур в осадочных толщах на примере геологии месторождений урана и алмазов. Фундаментальные проблемы геологии полезных ископаемых и металлогении. – М. : МГУ, 2010. – Т. 1. – С. 169–187.

114. *Илупин И. П.* Кимберлиты Якутии – линейное расположение трубок и вещественный состав // Руды и металлы. – 2003. – № 5–6. – С. 60–68.

115. *История* океана Тетис. Сборник статей // Институт океанологии АН СССР. – М., 1987. – 154 с.

116. *Кадик А. А., Френкель М. Я.* Декомпрессия пород коры и верхней мантии как механизм образования магм. – М. : Наука, 1982. – 120 с.

117. *Казанцев Ю. В., Казанцева Т. Т., Камалетдинов М. А., Газизова С. А.* Геологический разрез (трансект) через Южный Урал. – Уфа : Гилем, 1996. – 56 с.

118. *Калинко М. К.* Влияние нефтегазонакопления на тектонику месторождений нефти и газа // Отечественная геология. – 1994. – № 9. – С. 3–11.

119. *Кеонджян В. П.* Модель химико-плотностной конвекции в мантии Земли // Физика Земли. – 1980. – № 8. – С. 3–21.

120. *Кичина Е. Н., Остапенко В. Ф., Пискунов Б. Н.* Магматические комплексы окраинно-океанического вала Хоккайдо // Тихоокеанская геология. – 1989. – № 6. – С. 16–26.

121. *Книппер А. Л.* Движения австрийской фазы в океанической коре Тетиса: характер проявления, последствия и возможные причины // Геотектоника. – 1985. – № 2. – С. 2–15.

122. *Книппер А. Л., Куренков С. А., Савельева Г. Н.* Изучение и картирование офиолитовых комплексов // Тектоническая расслоенность литосферы и региональные геологические исследования. – М. : Наука, 1990. – С. 43–72.

123. *Книппер А. Л., Рику Л.-Э., Деркур Ж.* Офиолиты как показатель геодинамической эволюции океана Тетис // История океана Тетис. – М. : Институт океанологии АН СССР, 1987. – С. 94–104.

124. *Константинов М. М., Некрасов Е. М., Сидоров А. А., Стружков С. Ф.* Золоторудные гиганты России и мира. – М. : Научный мир, 2000. – 272 с.

125. *Контарь Е. С., Либарова Л. Е.* Месторождения меди, цинка, свинца на Урале. – Екатеринбург : Уралгеолком, 1997. – 231 с.

126. *Кормилицын В. С.* Рудные формации и процессы рудообразования (на примере Забайкалья). – Л. [СПб.] : Недра. – 1973. – 328 с.

127. *Коровко А. В., Молошаг В. П.* Условия формирования Сафьяновского медно-цинкового колчеданного месторождения (Средний Урал) // Тезисы докладов Международной конференции «Палеогеографические и геодинамические условия образования вулканогенно-осадочных месторождений». – Миасс : Институт минералогии УрО РАН, 1997. – С. 188–190.

128. *Короновский Н. В.* Общая геология : учебник. – М. : КДУ, 2006. – 528 с.

129. *Коротеев В. А., Язева Р. Г., Иванов К. С., Бочкарёв В. В.* Палеозоны субдукции в геологической истории Урала // Отечественная геология. – 2001. – № 6. – С. 50–57.

130. *Косыгин В. Ю., Исаев В. И.* Плотностная модель тектоносферы вдоль геотраверса Япония-Гавайи // Тихоокеанская геология. – 1986. – № 5. – С. 3–22.

131. *Котелкин В. Д.* Численное моделирование термохимической мантийной конвекции и циклическая эволюция континентов и океанов : специальность 25.00.28 «Океанология» : автореф. дис. на соискание учён. степ. д-ра геол.-минерал. наук / Котелкин Вячеслав Дмитриевич. – М., 2008. – 37 с.

132. *Красный Л. И.* Проблемы тектонической систематизации. – 2-е изд., дополн. – М. : Недра, 1977. – 175 с.

133. *Кривцов А. И.* Металлогения и прогноз рудоносности : учебное пособие. – М. : МГРИ, 1985. – 103 с.

134. *Кривцов А. И.* Палеовулканизм эвгеосинклинальных зон Урала и колчеданообразование. – М. : Недра, 1979. – 169 с.

135. *Кривцов А. И.* Прикладная металлогения. – М. : Недра, 1989. – 288 с.

136. *Критерии* прогнозной оценки территорий (на твёрдые полезные ископаемые) / под ред. Д. В. Рундквиста. – Л. [СПб.] : Недра, 1978. – 607 с.

137. *Критерии* прогнозной оценки территорий (на твёрдые полезные ископаемые) / под ред. Д. В. Рундквиста. – Л. [СПб.] : Недра, 1986. – 750 с.

138. *Кропоткин П. Н., Шахварстова К. А.* Геологическое строение Тихоокеанского подвижного пояса // Труды ГИН АН СССР. – 1965. – Вып. 134. – 365 с.

139. *Кряжев С. Г.* Генетические модели и критерии прогноза золоторудных месторождений в углеродисто-терригенных комплексах : специальность 04.00.11 «Геология, поиски и разведка рудных и нерудных месторождений, металлогения» : автореф. дис. на соискание учён. степ. д-ра геол.-минерал. наук / Кряжев Сергей Гаврилович. – М. : ЦНИГРИ, 2017. – 52 с.

140. *Кузнецов В. Г.* Л. В. Пустовалов и Н. М. Страхов – крупнейшие отечественные литологи XX века // Проблемы минерагении, экономической геологии и минеральных ресурсов. – Смирновский сборник – 2017. – С. 377–396.

141. *Кузнецов Ю. А.* Главные типы магматических формаций СССР. – М. : Недра, 1964. – 387 с.

142. *Кузьмин М. И., Альмухамедов А. И., Ярмолюк В. В., Кравчинский В. А.* Рифтогенный внутриплитный магматизм, соотношение с «горячими» и «холодными» полями мантии // Геология и геофизика. – 2003. – Т. 44, № 12. – С. 1270–1279.

143. *Кузьмин М. И., Ярмолюк В. В., Кравчинский В. А.* Абсолютные палеогеографические реконструкции Сибирского континента в фанерозое: к проблеме оценки времени существования суперплюмов // Доклады Российской академии наук. – 2011. – Т. 437, № 1. – С. 68–73.

144. *Кэри У.* В поисках закономерностей развития Земли и Вселенной: история догм в науках о Земле. – М. : Мир, 1991. – 447 с.

145. *Лавёров Н. П., Шанин Л. Л., Кабрера-Ортега Р.* Абсолютный возраст некоторых горных пород Кубы // Геология и полезные ископаемые Кубы. – М. : Наука, 1967. – 191 с.

146. *Ландау Л. Д., Лифшиц Е. М.* Механика сплошных сред. – 2-е изд. – М. : Гостехиздат, 1954. – 796 с.

147. *Ларин В. Н.* Гипотеза изначально гидридной Земли. – 2-е изд. – М. : Недра, 1980. – 216 с.

148. *Левин Л. Э.* Геодинамика и вулканизм глубоких окраинных и внутренних морей // Геотектоника. – 1982. – № 4. – С. 72–86.

149. *Ли Сы-гуан.* Вихревые структуры и другие вопросы, связанные с комплексом геотектонических систем Северо-Западного Китая. – М. : Госгеолтехиздат, 1959. – 130 с.

150. *Лобковский Л. И., Котелкин В. Д.* Двухъярусная термохимическая модель конвекции в мантии и её геодинамические следствия // Проблемы глобальной геодинамики / под ред. Д. В. Рундквиста. – М. : ГЕОС, 2000. – С. 29–53.

151. *Лобковский Л. И., Хаин В. Е.* Некоторые особенности строения и развития пассивных окраин и рифтовых зон континентов и их возможное объяснение // Геотектоника. – 1989. – № 6. – С. 28–39.

152. *Лучицкий И. В.* Основы палеовулканологии. – М. : Наука, 1971. Т. 1. Современные вулканы. – 480 с. Т. 2. Древние вулканы. – 383 с.

153. *Макдоналд Г.* Вулканы. – М. : Мир, 1975. – 431 с.

154. *Маловицкий Я. П.* Тектоника дна Средиземного моря. – М. : Наука, 1978. – 96 с.

155. *Мандельброт Б.* Фрактальная геометрия природы. – М. : Ижевск, 2002. – 656 с.

156. *Маракушев А. А.* Петрогенезис. – М. : Недра, 1988. – 293 с.

157. *Маслов В. А., Артюшкова О. В., Барышев В. Н.* Обоснование возраста рудоносных комплексов Бурибаевского рудного района по фауне конодонтов : препринт. – Уфа : АН СССР, Башкирский филиал. – 1984. – 46 с.

158. *Маслов В. А., Артюшкова О. В., Павлов В. В., Барышев В. Н.* Обоснование возраста по фауне конодонтов вулканногенно-осадочных толщ Узункырской зоны (район Юлдашевской структуры) : препринт. – Уфа : АН СССР, Башкирский филиал, 1987. – 32 с.

159. *Махлаев Л. В., Голубева И. И.* Являются ли кимберлиты магматическими породами? // Вестник института геологии Коми НЦ Уро РАН. – 2007. – № 12. – С. 6–12.

160. *Международная* тектоническая карта Европы. Масштаб 1 : 5 000 000 / Ж. Декур [и др.]. – 1996.

161. *Международный* геолого-геофизический атлас Атлантического океана / ред. Г. Б. Удинцев ; МОК (ЮНЕСКО) ; Мингео СССР ; АН СССР ; ГУГК СССР. – М., 1989–1990.

162. *Международный* тектонический словарь. – М. : Мир, 1991. – 190 с.

163. *Металлогеническая* карта Урала. Масштаб 1 : 1 000 000. Комплект карт «Металлогения СССР». – Л. [СПб.] : ВСЕГЕИ, 1987.

164. *Металлогеническая* карта Урала масштаба 1 : 1 000 000. Объяснительная записка / А. М. Мареичев, И. А. Петрова [и др.]. – Л. [СПб.] : ВСЕГЕИ, 1988. – 99 с.

165. *Металлогенический* кодекс России. – М. : ГЕОС, 2012. – 126 с.

166. *Милановский Е. Е.* Рифтогенез и его роль в тектоническом строении Земли и её мезо-кайнозойской геодинамике // Геотектоника. – 1991. – № 1. – С. 3–20.

167. *Мильян Г., Сомин М., Диаз К.* Новые данные по геологии горного массива Сьерра-дель-Пурьяль Восточной Кубы // Доклады Академии наук СССР. – 1985. – Т. 283, № 6. – С. 1442–1446.

168. *Минина О. В.* Ауэрбаховская комплексная рудно-магматическая система на Среднем Урале // Отечественная геология. – 1994. – № 7. – С. 17–23.

169. *Мирлин Е. Г.* Станет ли Байкал океаном? // Природа. – 1984. – № 11. – С. 39–47.

170. *Мирлин Е. Г., Зорина Ю. Г.* Раскрытие океанских и окраинных спрединговых бассейнов: сравнительный анализ // Геотектоника. – 1992. – № 1. – С. 21–33.

171. *Митчелл А., Гарсон М.* Глобальная тектоническая позиция минеральных месторождений. – М. : Мир, 1984. – 496 с.

172. *Миясиро А.* Метаморфизм и связанный с ним магматизм в свете положений тектоники плит // Новая глобальная тектоника (тектоника плит). – М. : Мир, 1974. – С. 243–265.

173. *Никишин А. Н., Коротаев М. В., Болотов С. Н., Ершов А. В.* Тектоническая история Черноморского бассейна // Бюллетень Московского общества испытателей природы. Отдел геологический. – 2001. – Т. 76, вып. 3. – С. 3–18.

174. *Новосилецкий Р. М., Полутранко А. Ю.* Влияние гидродинамических процессов на распределение углеводородных залежей в нефтегазоносных областях Украины // Советская геология. – 1982. – № 11. – С. 41–47.

175. *Обзор* геологических понятий и терминов в применении к металлогении / под ред. Е. Т. Шаталова. – М. : АН СССР, 1963. – 182 с.

176. *Объяснительная* записка к Тектонической карте Средиземного моря, масштаб 1 : 5 000 000 / Н. А. Богданов, В. Е. Хаин, В. Д. Чехович [и др.]. – М. : РАН, 1994. – 78 с.

177. *Обуэн Ж.* Геосинклинали. – М. : Мир, 1967. – 302 с.

178. *Овчинников Л. Н.* Обзор данных по абсолютному возрасту геологических образований Урала // Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала. – Свердловск [Екатеринбург], 1963. – 552 с.

179. *Овчинников Л. Н.* Полезные ископаемые и металлогения Урала. – М. : Геоинформмарк, 1998. – 412 с.

180. *Орлёнок В. В.* Физика и динамика внешних геосфер. – М. : Недра, 1985. – 183 с.

181. *Павлов А. Л.* Генезис магматических магнетитовых месторождений. – М. : Наука, 1983. – 207 с.

182. *Пальянов Ю. Н., Сокол А. Г., Борздов Ю. М., Соболев Н. В.* Экспериментальное исследование процессов кристаллизации алмаза в системах карбонат–углерод в связи с проблемой генезиса алмаза в магматических и метаморфических породах // Геология и геофизика. – 1998. – Т. 39, № 12. – С. 1780–1792.

183. *Пейве А. В.* Океаническая кора геологического прошлого // Геотектоника. – 1969. – № 4. – С. 5–23.

184. *Пейве А. В.* Разломы и тектонические движения // Геотектоника. – 1967. – № 5. – С. 8–23.

185. *Пейве А. В., Иванов С. Н., Нечеухин В. М.* [и др.]. Тектоника Урала. Объяснительная записка к тектонической карте Урала масштаба 1 : 1 000 000. – М. : Наука, 1977. – 120 с.

186. *Перфильев А. С.* Формирование земной коры Уральской эвгеосинклинали // Труды ГИН АН СССР. – 1979. – Вып. 328. – 188 с.

187. *Петрографический* кодекс России. Магматические, метаморфические, метасоматические, импактные образования. – 2-е изд., перераб. и дополн. – СПб. : ВСЕГЕИ, 2008. – 200 с.

188. *Петров О. В.* Концепция волновой природы диссипативных процессов фрактального структурирования и формообразования Земли // Региональная геология и металлогения. – 2008. – № 35. – С. 5–24.

189. *Петрохимия* кимберлитов / А. Д. Харькив, В. В. Зуенко, Н. Н. Зинчук [и др.]. – М. : Недра, 1991. – 304 с.

190. *Покровский Г. И.* Взрыв. – М. : Недра, 1973. – 182 с.

191. *Попов В. И., Запрометов В. Ю.* Генетическое учение о геологических формациях. – М. : Недра, 1985. – 457 с.

192. *Портнов А. М.* Флюидный диапиризм и генезис алмаза в кимберлитах // Бюллетень Московского общества испытателей природы. – 1984. – Т. 59, вып. 6. – С. 35–53.

193. *Портнов А. М.* Флюидный диапиризм как причина формирования кимберлитовых трубок и карбонатитовых массивов // Доклады Академии наук СССР. – 1979. – Т. 246. – С. 416–420.

194. *Принципы* формационной классификации месторождений цветных и благородных металлов / М. Б. Бородаевская, Д. И. Горжевский, М. М. Константинов [и др.] // Советская геология. – 1984. – № 6. – С. 3–18.

195. *Прокин В. А.* Околорудные метасоматиты и баланс вещества на медно-колчеданных месторождениях Южного Урала // Генезис и закономерности размещения колчеданных месторождений. – Свердловск [Екатеринбург] : УНЦ АН СССР, 1978. – С. 41–55.

196. *Пространственные* металлогенические таксоны : справочное пособие / под ред. А. И. Кривцова, Г. В. Ручкина. – М. : ЦНИГРИ, 2002. – 82 с. – (Модели месторождений алмазов, благородных и цветных металлов).

197. *Проценко Е. В.* Структурно-тектонические закономерности локализации алмазоносных кимберлитовых полей в пределах Вилюйско-Мархинской минерагенической зоны (Западная Якутия) : специальность 25.00.11 «Геология, поиски и разведка твёрдых полезных ископаемых, минерагения» : автореф. дис. на соискание учён. степ. канд. геол.-минерал. наук / Проценко Елена Викторовна. – М., 2020. – 149 с.

198. *Прямоносов А. П., Степанов А. Е., Бороздина Г. Н.* Новые данные о возрасте отложений бедамельской серии в пределах Манитанырдско-Пайпудынского блока (Полярный Урал) // Уральский геологический журнал. – 2000. – № 3 (15). – С. 77–81.

199. *Прямоносов А. П., Телегина Т. В., Степанов А. Е.* [и др.]. Нияшорский комплекс габбродолеритовый гипабиссальный – петротип на Полярном Урале // Уральский геологический журнал. – 2001. – № 1 (19). – С. 93–95.

200. *Пузырёв Н. Н.* Об этапах развития и проблемах структурной сейсмологии // Геология и геофизика. – 1996. – Т. 37, № 9. – С. 3–13.

201. *Пустовалов Л. В.* Об осадочной дифференциации вещества и о периодичности минерального осадконакопления // Разведка недр. – 1940. – № 4. – С. 17–25.

202. *Пучков В. Н., Иванов К. С., Коровко А. В.* О возрасте вулканогенных формаций и времени заложения островной дуги на востоке Среднего Урала // Доклады Академии наук СССР. – 1990. – Т. 315, № 5. – С. 1203–1205.

203. *Пущаровский Ю. М.* Главная тектоническая асимметрия Земли: Тихоокеанский и Индо-Атлантический сегменты и взаимоотношения между ними // Тектонические и геодинамические феномены. – М. : Наука, 1997. – С. 8–24.

204. *Пущаровский Ю. М.* Избранные труды. Тектоника Земли. Этюды в 2 т. Т. 1. Тектоника и геодинамика. – М. : Наука, 2005. – 350 с.

205. *Пущаровский Ю. М.* Проблемы тектоники Земли в свете сравнительной планетологии // Доклады Академии наук СССР. – 1978. – Т. 241, № 4. – С. 903–905.

206. *Пущаровский Ю. М.* Тектоносфера Индо-Атлантического и Тихоокеанского сегментов Земли на больших глубинах // Геотектоника. – 2000. – № 4. – С. 3–13.

207. *Пущаровский Ю. М., Пущаровский Д. Ю.* Геосферы мантии Земли // Геотектоника. – 1999. – № 3. – С. 3–14.

208. *Рамберг Х.* Моделирование деформаций земной коры с применением центрифуги / пер. с англ. Е. Н. Люстиха. – М. : Мир, 1970. – 224 с.

209. *Рамберг Х.* Сила тяжести и деформации в земной коре / пер. с англ. Е. А. Рогожина. – М. : Недра, 1985. – 399 с.

210. *Розен О. М., Манаков А. В., Горев Н. И., Зинчук Н. Н.* Сибирский суперплюм во времени и пространстве: уточнение региональных перспектив поисков алмазоносных кимберлитов // Смирновский сборник – 2010. – М. : Фонд им. академика В. И. Смирнова. – 2010. – С. 424–432.

211. *Романкевич Е. А., Ветров А. А., Марина М. М.* Органический углерод в меловых и кайнозойских осадках Тихого и Индийского океанов // Литология и полезные ископаемые. – 1998. – № 1. – С. 3–16.

212. *Ронкин Ю. Л.* Изотопы стронция – индикаторы эволюции магматизма Урала // Ежегодник-1988. – Свердловск [Екатеринбург] : УрО (ИГГ УНЦ) АН СССР, 1989. – С. 107–110.

213. *Российский* металлогенический словарь. – СПб. : ВСЕГЕИ, 2003. – 230 с.

214. *Рудные* месторождения Кубы / под ред. Н. П. Лавёрова. – М. : Наука, 1985. – 246 с.

215. *Рудоносность* и геологические функции структур земной коры / под ред. Д. В. Рундквиста. – Л. [СПб.] : Недра, 1981. – 424 с.

216. *Руководство* по рациональной методике поисков месторождений и полиметаллических руд в вулканогенных и карбонатных формациях. – М. : СЭВ, 1984. – 217 с.

217. *Рундквист Д. В., Рундквист И. К.* Металлогения на рубеже столетия // Вестник Российской академии наук. – 1994. – Т. 64, № 7. – С. 588–605.

218. *Саблуков С. М.* Вулканизм Зимнего Берега и петрологические критерии алмазоносности кимберлитов : специальность 04.00.11 «Геология, поиски и разведка рудных и нерудных месторождений, металлогения» : автореф. дис. на соискание учён. степ. канд. геол.-минерал. наук / Саблуков Сергей Михайлович. – М., 1995. – 24 с.

219. *Савельева Г. Н.* Габбро-ультрабазитовые комплексы офиолитов Урала и их аналоги в современной океанической коре // Труды ГИН АН СССР. – М. : Наука, 1987. – Вып. 404. – 246 с.

220. *Сайкс Л.* Сейсмичность и глубинное строение островных дуг // Окраины континентов и островные дуги. – М. : Мир, 1970. – С. 303–332.

221. *Святловский А. Е.* Очерки истории четвертичного вулканизма и тектоники Камчатки. – М. : Наука, 1968. – 218 с.

222. *Серавкин И. Б., Родичева З. И.* Кракинско-Медногорский палеовулканический пояс : препринт. – Уфа : БНЦ УрО АН СССР, 1990. – 53 с.

223. *Серавкин И. Б., Косарев А. М., Рыкус М. В., Родичева З. И.* Оценка рудоносности глубокозалегающих вулканогенных комплексов на основе петрохимических и геохимических данных : препринт. – Уфа : АН, Башкирский филиал, 1986. – 39 с.

224. *Скрипченко Н. С.* Вулканогенно-осадочное рудообразование (на примере колчеданных месторождений Северного Кавказа). – М. : Недра, 1966. – 291 с.

225. *Смирнов В. И.* Геология полезных ископаемых. – М. : Недра, 1982. – 669 с.

226. *Смирнов В. И.* Зоны Беньофа и магматогенное рудообразование // Геология рудных месторождений. – 1974. – № 1. – С. 1–17.

227. *Смирнов В. И.* Проблемы геотектоники и эндогенного рудообразования // Вестник Московского государственного университета. – 1977. – № 5. – С. 14–26.

228. *Сомин М. Л.* Метаморфические комплексы в структуре Карибско-Антильской дуги // Тектоника и геодинамика Карибского региона. – М. : Наука, 1979. – С. 17–49.

229. *Сомин М. Л., Мильян Г.* Геология метаморфических комплексов Кубы. – М. : Наука, 1981. – 219 с.

230. *Сопко П. Ф.* Колчеданные месторождения Малого Кавказа. – М. : Недра, 1971. – 256 с.

231. *Сорохтин О. Г.* Глобальная эволюция Земли. – М. : Наука, 1974. – 182 с.

232. *Сорохтин О. Г.* Жизнь Земли. – М. ; Ижевск : Институт компьютерных исследований ; НИЦ «Регулярная и хаотическая геодинамика», 2007. – 452 с. – URL: http://gemp.ru/tom/3.html.

233. *Сорохтин О. Г., Ушаков С. А.* Глобальная эволюция Земли. – М. : МГУ, 1991. – 446 с.

234. *Сорохтин О. Г., Ушаков С. А.* Развитие Земли. – М. : МГУ, 2002. – 506 с.

235. *Спёрр Дж., Линдгрен В., Фогт И.* О рудной магме. – М. : ОНТИ НКТП СССР, 1933. – 149 с.

236. *Спицнадель В. Н.* Основы системного анализа : учебное пособие. – СПб. : Издательский дом «Бизнесс-пресса», 2000. – 326 с.

237. *Старобинец И. С., Немченко Т. Н.* Углеводородные системы Юго-Западной Сибири // Геология нефти и газа. – 2002. – № 4. – С. 26–33.

238. *Старостин В. И.* Металлогения : учебник. – 2-е изд. – М. : КДУ, 2012. – 560 с.

239. *Старостин В. И., Кудрявцева Г. П.* Магнетитовая лава древнечетвертичного вулкана // Геология рудных месторождений. – 1973. – № 3. – С. 102–111.

240. *Сычёва-Михайлова А. М.* Механизм тектонических процессов в обстановке инверсии плотности горных пород. – М. : Недра, 1973. – 136 с.

241. *Тарасенко Ф. П.* Прикладной системный анализ (Наука и искусство решения проблем) : учебник. – Томск : Изд-во Томского ун-та, 2004. – 186 с.

242. *Твалчрелидзе Г. А.* Рудные провинции мира (Средиземноморский пояс). – М. : Недра, 1972. – 368 с.

243. *Тектоника* Республики Куба. Объяснительная записка к Тектонической карте Кубы – 1 : 500 000 / Ю. М. Пущаровский, А. А. Моссаковский, Г. Е. Некрасов [и др.]. – М. : Наука, 1989. – 79 с.

244. *Тектоника* Урала. Объяснительная записка к тектонической карте Урала – 1 : 1 000 000 / А. В. Пейве, С. Н. Иванов, В. М. Нечеухин [и др.]. – М. : Наука, 1977. – 120 с.

245. *Тектоническая* карта Средиземного моря. Масштаб 1 : 5 000 000 / ред. Н. А. Богданов, В. Е. Хаин. – М., 1994.

246. *Тёркот Д., Шуберт Дж.* Геодинамика: геологические приложения физики сплошных сред. В 2 частях. – М. : Мир, 1985. – 730 с.

247. *Токарев П. И.* О фокальном слое, сейсмичности и вулканизме Курило-Камчатской зоны // Известия Академии наук СССР. Физика Земли. – 1970. – № 3. – С. 15–30.

248. *Трубицын В. П.* Основы тектоники плавающих континентов // Физика Земли. – 2000. – № 9. – С. 3–40.

249. *Трубицын В. П., Белавина Ю. Ф.* Геодинамические модели зон субдукции // Физика Земли. – 1992. – № 7. – С. 3–34.

250. *Трубицын В. П., Николайчик В. В.* Тепловая конвекция в пористых средах // Физика Земли. – 1991. – № 1. – С. 3–18.

251. *Углов Б. Д., Барышев А. Н., Зорина Ю. Г., Ельянова Е. А., Дементьев Г. В., Кабан М. К.* Геоструктуры и минерагения Средиземноморья. – М. : ЦНИГРИ, 2005. – 159 с.

252. *Урусов В. С.* Эволюция Земли и Космоса в свете концепции симметрии – диссимметрии // Смирновский сборник – 2007. – М. : Фонд им. академика В. И. Смирнова, 2007. – С. 11–50.

253. *Федотов С. А.* О механизме глубинной магматической деятельности под вулканами островных дуг и сходных с ними структур // Известия Академии наук СССР. Физика Земли. – 1976. – № 5. – С. 25–37.

254. *Феоктистов В. П., Обретенев Н. Д., Стойков Хр. М.* Металлогения структурно-формационных комплексов Болгарии // Геология рудных месторождений. – 1989. – № 2. – С. 3–14.

255. *Физические* свойства горных пород и полезных ископаемых (петрофизика). Справочник геофизика / под ред. Н. Б. Дортман. – 2-е изд. – М. : Недра, 1984. – 455 с.

256. *Философский* энциклопедический словарь. – М. : Советская энциклопедия, 1989. – 814 с.

257. *Фон-дер-Флаасс Г. С.* Структура и вопросы генезиса железорудных месторождений Ангарской провинции : специальность 04.00.11 «Геология, поиски и разведка рудных и нерудных месторождений, металлогения» : дис. на соискание учён. степ. д-ра геол.-минерал. наук в форме научного доклада / Герман Сергеевич Фон-дер-Флаасс. – Новосибирск, 1993. – 80 с.

258. *Форма* земного ядра // Природа. – 1987. – № 6. – С. 116.

259. *Фролов В. Т.* Наука геология. Философский анализ. – М. : МГУ, 2004. – 128 с.

260. *Фролова Т. И.* Геосинклинальный вулканизм. Некоторые проблемы размещения и происхождения вулканогенных формаций на примере Восточного склона Южного Урала : автореф. на соискание учён. степ. д-ра геол.-минерал. наук / Фролова Татьяна Ивановна. – М. : МГУ, 1970. – 36 с.

261. *Фролова Т. И.* Роль магматических процессов в преобразовании континентальной земной коры // Бюллетень Московского общества испытателей природы. Отдел геологический. – 2001. – Т. 76, вып. 2. – С. 7–24.

262. *Фролова Т. И., Бурикова И. А.* Геосинклинальный вулканизм. – М. : МГУ, 1977. – 281 с.

263. *Хаин В. Е.* Общая геотектоника. – М. : Недра, 1973. – 511 с.

264. *Хаин В. Е.* Общие вопросы тектоники и тектонической истории Мексиканско-Карибского региона // Тектоника и геодинамика Карибского региона. – М. : Наука, 1979. – С. 13–16.

265. *Хаин В. Е.* Региональная геотектоника. Альпийский Средиземноморский пояс. – М. : Недра, 1984. – 344 с.

266. *Хаин В. Е.* Тектоника континентов и океанов (2000). – М. : Научный мир, 2001. – 606 с.

267. *Хаин В. Е., Божко Н. А.* Историческая геотектоника. Докембрий. – М. : Недра, 1988. – 382 с.

268. *Хаин В. Е., Зверев А. Т.* Сейсмическая томография и геодинамика // Геотектоника. – 1992. – № 1. – С. 34–46.

269. *Хаин В. Е., Ломизе М. Г.* Геотектоника с основами геодинамики : учебник. – М. : МГУ, 1995. – 480 с.

270. *Харькив А. Д., Зинчук Н. Н., Крючков А. И.* Коренные месторождения алмазов мира. – М. : Недра, 1998. – 554 с.

271. *Хачатрян Г. К., Барышев А. Н.* Азот и водород в алмазах: следствия минерагении. – М. : ЦНИГРИ, 2021. – 188 с.

272. *Холодов В. Н.* Грязевые вулканы: распространение и генезис // Геология и полезные ископаемые Мирового океана. – Киев, 2012. – № 4. – С. 5–27.

273. *Холодов В. Н.* О фазовой дифференциации вещества в осадочном процессе // Литология и полезные ископаемые. – 2010. – № 2. – С. 118–132.

274. *Холодов В. Н.* Песчаный диапиризм – новая сторона катагенетических процессов. Статья II. Механизм образования и геологическое значение песчаных даек и «горизонтов с включениями» в миоцене Восточного Предкавказья // Литология и полезные ископаемые. – 1978. – № 5. – С. 52–63.

275. *Хомизури Г. П.* Развитие понятия «геосинклиналь». – М. : Наука, 1976. – 235 с.

276. *Чехович В. Д., Кац Я. Г., Волкова Л. Н.* Геодинамическая обстановка формирования мезозойско-кайнозойских медно-порфировых месторождений в Андийском поясе и Карибском регионе // Известия высших учебных заведений. Геология и разведка. – 1978. – № 6. – С. 62–71.

277. *Шарков Е. В.* Формирование расслоенных интрузивов и связанного с ними оруденения. – М. : Научный мир, 2006. – 364 с.

278. *Шарков Е. В., Богатиков О. А.* Проблема эволюции ядра Земли: геологические и палеомагнитные свидетельства // Доклады Российской академии наук. – 2015. – Т. 462, № 3. – С. 346–351.

279. *Шило Н. А.* Учение о россыпях. – М. : Изд-во горных наук, 2000. – 632 с.

280. *Шмидт А. И., Коган Е. С.* Некоторые черты геологического строения и магматизм Оченырдского антиклинория (западный склон Полярного Урала) // Проблемы магматизма западного склона Урала. – Свердловск [Екатеринбург], 1972. – С. 65–88.

281. *Шокальский С. П., Ручейкова Л. Д., Стрельников С. И.* [и др.]. Геологическое картографирование и формационный анализ: состояние проблемы, перспективы интеграции // Геология и геофизика. – 2003. – Т. 44, № 12. – С. 1391–1407.

282. *Штейнберг Д. С.* Базальтоидный магматизм Урала // Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала // Труды 2-го Уральского петрографического совещания. Т. 3. – Свердловск [Екатеринбург], 1969. – 425 с.

283. *Язева Р. Г., Бочкарёв В. В.* Войкарский вулкано-плутонический пояс (Полярный Урал). – Свердловск [Екатеринбург] : УНЦ АН СССР, 1984. – 158 с.

284. *Яновский Б. М.* Магнитное поле Земли. – Л. [СПб.], 1967. – 48 с.

285. *Aki K.* 3-rd seismic inhomogeneities in the lithosphere and asthenosphere: evidence for decoupling in the lithosphere and flow in the asthenosphere // Chron. UGGJ. – 1982. – № 156. – P. 131–144.

286. *Amstutz A.* Sur l'evolution des structures alpines // Archives Sci. – 1951. – № 4 (5). – P. 323–329.

287. *Abbate E., Bortolotti V., Conti M.* [et al.]. Apennines and Alps ophiolites and the evolution of the Western Tethys // Mem. Sic. Geol. It. – 1986. – V. 31. – P. 23–44.

288. *Bemmelen R. W. van.* Origin of the Western Mediterranean Sea // Verhandel. Koninkl. Nederl. Geol. Mijnb. Gen. – 1969. – V. 26. – P. 13–52.

289. *Bemmelen R. W. van.* The undation theory of development of the Earth's crust // International Geological Congress, XVI session USA, 1933. – V. II. – 1936.

290. *Benard H.* Less Tourbillons Cellulaires dans une Nappe Liquide Transportant de la Chaleur par Convection en Regime Permanent // Annual Review of Physical Chemistry. – 1901. – V. 23. – P. 62–144.

291. *Burke K. C., Dewey J. F.* Plume-generated triple junctions key indicators in applying plate tectonics to old rocks // The Journal of Geology. – 1973. – V. 81. – P. 406–433.

292. *Chandrasekhar S.* Hydrodynamic and hydromagnetic stability. – Oxford : Clarendon Press, 1961. – 708 p.

293. *Condie K. D.* Mantle plumes and their record in Earth history. – Cambridge University Press. – 2001. – 305 p.

294. *Dana J. D.* On Some results of the Earth's contraction from cooling, including a discussion of the origin of mountains, and the nature of the Earth's interior // American Journal of Science. – 1873. – Ser. 3, V. 5, № 30 ; V. 6, № 31–33.

295. *De Launay L.* Formation des gites metalliferes ou metallogenie. – Paris. – 1892. – 189 p.

296. *Elsasser W. M.* Convection and stress propagation in the upper mantle: The application of modern physics to the Earth and planetary interiors / ed. S. K. Runcorn. – New York : Wiley-Interscience, 1969. – P. 223–246.

297. *England Ph., Molnar P.* Surface uplift, uplift of rocks, and exhumation of rocks // Geology. – 1990. – V. 18. – P. 1173–1177.

298. *Fisher Osmond.* Physics of the earth's crust. – London : McMillan and co, 1881. – 299 p.

299. *Garfunkel Z., Derin B.* Permian-early Mesozoic tectonism and continental margin formation in Israel and its implication for the history of the Eastern Mediterranean // The geological evolution of the eastern Mediterranean. – Edinburg, 1984.

300. *Gottis M.* Construction d'un geodinamique pureneen // Comptes Rendus de l'Académie des Sciences. Series D. – 1972. – V. 275, № 19. – P. 2099–2102.

301. *Grand S. P.* Global seismic tomography: a snapshot of convection in the Earth // GSA Today. – 1997. – V. 7, № 4. – P. 2–7.

302. *Green W. L.* Vestiges of the Molten Globe. – I ed. – London, 1875 ; II ed. – Honolulu : Hawaiian Gazette Publishing co, 1887. – 338 p.

303. *Grez E., Aguilar A., Henriques F., Nystrom O.* Magnetita Pedernales: A new magmatic iron deposit in Northern Chile // Economic Geology. – 1991. – V. 86, – № 6. – P. 1346 –1349.

304. *Guzman F. V.* Depositos minerales de Espaňa / Instituto Geologico y Minero de Espaňa. – Madrid, 1983. – 153 p.

305. *Hansen U., Yuen D. A.* Extended Boussines thermal-chemical convection with moving heat sources and variable viscocity // Earth and Planetary Science Letters. – 2000. – V. 176. – P. 401–411.

306. *Hovland J., Husebye E. S.* Upper mantle heterogeneities beneath estern Europe // Tectonophysics. – 1982. – V. 90, № 1–2. – P. 137–151.

307. *Iturralde-Vinent M. A., Morales T. M.* Toleitas del titoniano medio en la Sierra de Camajan, Camaguey. Posible datacion de la Corteza oceanica // Revista Technologica. – 1988. – V. 18, № 1. – P. 25–32.

308. *Kaminsky F. V., Khachatryan G. K.* The relationship between the distribution of the nitrogen impurity centres in diamond crystals and their internal structure and mechanism of growth // Lithos. – 2004. – V. 77, № 1–4. – P. 255–271.

309. *Kaminsky F. V., Wirth R., Schreiber A.* Carbonatitic inclusions in deep mantle diamond from Juina, Brazil: new minerals in the carbonate-halide association // Journal of the mineralogical association of Canada. – 2013. – V. 51, part 5. – P. 669–688.

310. *Krebs W.* Formation of Southwest Pacific Island arc-trench and mountain systems: Plate or global-vertical tectonics? // Geological Society of America Bulletin. – 1975. – V. 59, № 9. – P. 1639–1666.

311. *Larson R. L., Pitman W. C.* [et al.]. The Bedrock Geology of World. – NY : Freeman, 1985. – 235 p.

312. *Lemoine M.* Serpentinites, gabbros and ophicalcites in the Piemont-Ligurian domain of the Western Alps: possible indicators of oceanic fracture zones and associated serpentinite protrusions in the Surassie-Cretaceous Tethys // Arch. Sci. – 1980. – P. 103–116.

313. *Mapa* de yacimientos minerales metalicos y aguas minerales de La Republica de Cuba. Escala 1 : 500 000 / Redactores principables E. de Los Santos etc. – 1988.

314. *Mapa* Geologico de la Peninsula Iberica, Baleares y Canarias Escala 1 : 1 000 000 / Instituto Geologico y minero de Espana. – Madrid, 1986.

315. *Mapa* Geologico de La Republica de Cuba. Escala 1 : 500 000 / Redactores principales S. Perez-Othon, V. A. Yarmoliuk. – 1985.

316. *Maruyama Sh.* Plume tectonics // The Journal of the Geological Society of Japan. – 1994. – V. 100, № 1. – P. 24–49.

317. *Maruyama Sh., Santosh M., Zhao D.* Superplume supercontinent and post-perovskite: Mantle dynamics and anti-plate tectonics on the core-mantle boundary // Gondwana Research. – 2007. – V. 11. – P. 7–37.

318. *McCunn H. J.* Vertical uplift explanation for plate tectonics // AAPG Bulletin. – 1973. – V. 57, № 9. – P. 1644–1657.

319. *Millan G., Somin M. L.* Condiciones geologicas de la constitucion de la capa granito-metamorfica de la corteza terrestre de Cuba. – Havana : Instituto de geologia y paleontologia. – 1985. – 83 p.

320. *Morelli A., Dziewonski A.* Topography of the core-mantle boundary and lateral homogeneity of the liquid core // Nature. – 1987. – V. 325, № 616. – P. 678–683.

321. *Panella J.* Paleontological evidence on the earth's rotational history since early Precambrian // Astrophysics and Space Science. – 1972. – V. 66. – P. 212–237.

322. *Piotrowska K.* Nappe structures in the Sierra de Los Organos Western Cuba // Acta geologica polonica. – 1978. – V. 28, № 1. – P. 97–170.

323. *Report* on Ol Doinyo Lengai (Tanzania) / ed. R. Wanderman // Bulletin of the Global Volcanism Network. – 2009. – V. 34, № 5. – URL: https://doi.org/10.5479/si.GVP.BGVN200905-222120.

324. *Report* on Ol Doinyo Lengai (Tanzania) / A. E. Crafford, E. Venzke // Bulletin of the Global Volcanism Network. – 2019. – V. 44, № 9. – URL: https://doi.org/10.5479/si.GVP.BGVN201909-222120.

325. *Sharp W. E.* A plate tectonic origin for diamond-bearing kimberlites // Earth and Planetary Science Letters. – 1974. – V. 21, № 4. – P. 351–354.

326. *Shirey S. B., Cartigny P., Frost D. J.* [et al.]. Diamonds and Geologe of Mantle Carbon // Reviews in Mineralogy and Geochemistry. – Chantilly, VA, USA, 2013. – V. 75. – P. 355–421.

327. *Smith A. D., Lewis Ch.* Differential rotation of lithosphere and mantle and the driving forces of plate tectonics // Journal of Geodynamics. – 1999. – V. 28, № 2/3. – P. 97–116.

328. *Stiekney A. W.* The pyrite copper deposits of Kyshtim, Russia // Economic Geology. – 1915. – V. 10, № 7. – P. 593–633.

329. *Stratabound* ore deposits in the Andes (Special Publication of the Society for Geology Applied to Mineral Deposits, 8) / ed. L. Fontdote, G. C. Amstutz, M. Cardozo [et al.]. – Springer Verlag, 1990. – 815 p.

330. *Su W. J., Woodward R. L., Dziewonski A. M.* Degree 12 model of shear velocity heterogeneity in the mantle // Journal of Geophysical Research. – 1994. – V. 99, N B4. – P. 6945–6980.

331. *Tacley P. J.* Mantle convection and plate tectonics: Toward an integrated physical and chemical theory // Science. – 2000. – V. 288. – P. 2002–2007.

332. *The geological* evolution of the Eastern Mediterranean / ed. S. E. Dixon, A. H. F. Robertson. – Edinburg – London, 1984. – 824 p.

333. *Trumpy R.* An outline of the geology of Switzerland. – Basel : Wepf & Co, 1980.

334. *Wells J. W.* Coral growth and geochronometry // Nature. – 1963. – V. 197. – P. 948–950.

335. *Wilson A. H., Prendergarst M. D.* The Great Dyke of Zimbabwe – I: tectonic setting, stratigraphy, petrology, structure, emplacement and crystallization / Magmatic sulphides – the Zimbabwe volume: the Institution of Mining and Metallurgy. – London, 1989. – P. 1–20.

336. *Yegorova T. P., Starostenko V. I., Kozlenko V. G., Pavlenkova N. I.* Three-dimensional gravity modelling of the European Mediterranean lithosphere // Geophysical Journal International. – 1997. – V. 129. – P. 355–367.

337. *Zaitsev A. N., Keller J.* Mineralogical and chemical transformation of Oldoinyo Lengai natrocarbonatites, Tanzania // Lithos. – 2006. – V. 91. – P. 191–207.

УДК 551.2/3 : 551.24. : 551.622.553.3/4 (07)
ISBN 978-5-85657-044-0

Научное издание
Рецензент:
доктор геолого-минералогических наук, академик РАЕН,
главный научный консультант ООО «ОЗГЕО»
С. В. Белов

Ответственный редактор:
доктор геолого-минералогических наук, академик РАЕН,
и.о. генерального директора ФГБУ «ЦНИГРИ» А. И. Иванов

А. Н. Барышев
Геодинамика, тектоника, минерагения: системный анализ

Редакторы: Г. В. Вавилова, О. А. Грибовская, В. С. Жаркова, Т. М. Папеско
Оригинал-макет: А. Г. Давыдова
Художник: А. В. Андреев
Вёрстка: В. Ю. Козлова, С. В. Жуков, С. В. Воробьёва

Подписано в печать 29.11.2023. Формат 210 × 290.
Печать цифровая. Тираж 550 экз. Цена договорная

Отпечатано в ФГБУ «ЦНИГРИ»
117545, г. Москва, Варшавское шоссе, д. 129, корп. 1

© Барышев А. Н., 2023
© ФГБУ «Центральный научно-исследовательский
геологоразведочный институт цветных
и благородных металлов», 2023