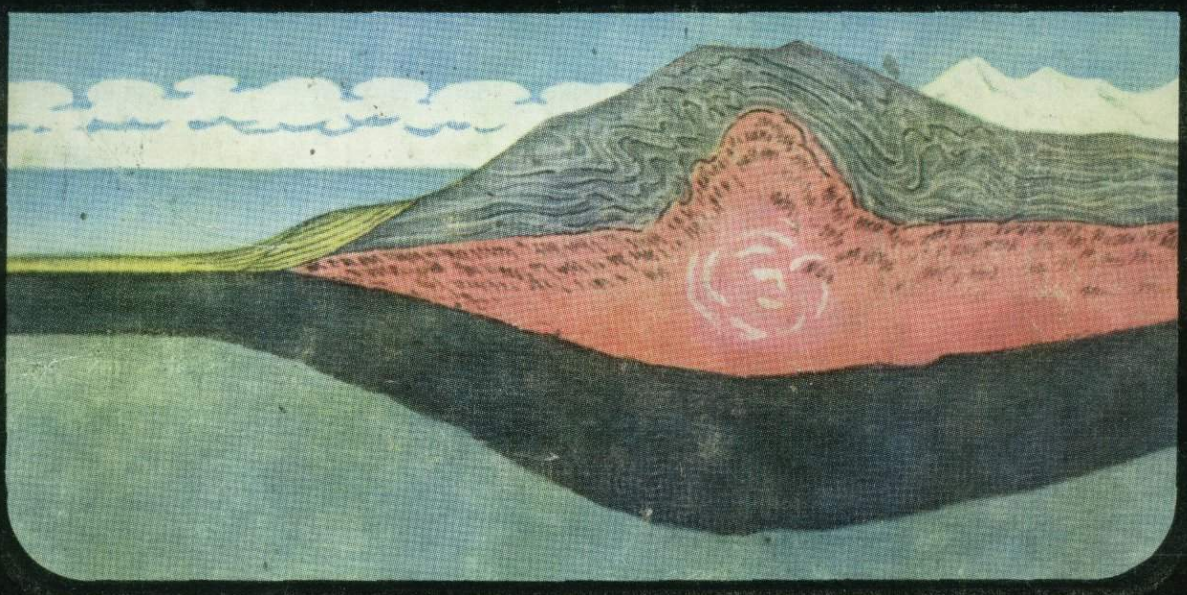
ТЕКТОНОСФЕРА ЗЕМЛИ



ИЗДАТЕЛЬСТВО
НАУКА

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
НАУЧНЫЙ СОВЕТ ПО КОМПЛЕКСНЫМ ИССЛЕДОВАНИЯМ
ЗЕМНОЙ КОРЫ И ВЕРХНЕЙ МАНТИИ
ОРДЕНА ЛЕНИНА ИНСТИТУТ ФИЗИКИ ЗЕМЛИ
ИМЕНИ О.Ю.ШМИДТА

ТЕКТОНОСФЕРА ЗЕМЛИ

2716

ИЗДАТЕЛЬСТВО
«НАУКА»
МОСКВА
1978

Библиотека

УДК 551.241

Тектоносфера Земли. *М., «Наука», 1978 г.*

Коллективная монография «Тектоносфера Земли» посвящена главнейшим проблемам строения коры и верхней мантии Земли и происходящим в них процессам. В первой части рассматриваются вопросы тектоники материков и океанов, закономерности тектонического развития земной коры и связь эндогенной металлогении с глубинными процессами. Во второй части проанализировано современное состояние основных отраслей геофизики в тех ее разделах, которые имеют своей задачей изучение строения и развития тектоносферы. В третьей части говорится о составе земной коры и верхней мантии, об обмене веществом внутри тектоносферы, о происхождении магм и механизме метаморфических процессов. В заключении дается оценка современного состояния наиболее общих вопросов строения и развития тектоносферы.
Табл 50. Ил. 202. Библиогр. 1083 назв.

Ответственный редактор

член-корреспондент АН СССР
В. В. БЕЛОУСОВ

Т $\frac{20802—416}{055\,(02)—78}$ БЗ-98-37-77

© Издательство «Наука», 1978 г.

ЗАДАЧИ ИЗУЧЕНИЯ ТЕКТОНОСФЕРЫ ЗЕМЛИ

Важнейшая задача наук о Земле — выяснить глубинные причины эндогенных геологических процессов: тектонических, магматических, метаморфических. Теоретическое значение этой задачи очевидно, а практическое — связано с тем, что эндогенные процессы определяют формирование и размещение полезных ископаемых, в первую очередь рудных. Сейчас настало время, когда мы, несомненно, приближаемся к решению этой задачи. Действительно, за последние 15—20 лет наука о недрах Земли, об их составе, строении, о происходящих в них процессах достигла больших успехов. Благодаря плодотворному международному сотрудничеству геологов, геофизиков и геохимиков сначала в рамках Международного геофизического года (1957—1959 гг.), затем по программам «Проекта верхней мантии» (1960—1970 гг.) и «Геодинамического проекта» (с 1970 г.) впервые в истории наук о Земле наши представления о земных глубинах стали приобретать вполне реальные черты. Этому способствовали значительное совершенствование средств изучения недр и те масштабы, в которых эти исследования стали проводиться.

Научно-техническая революция, охватившая в последние десятилетия все области человеческой деятельности, распространилась и на науки о Земле. При этом их значение чрезвычайно возросло. Геология, геохимия и, в особенности, геофизика стали почти в один ряд с такими ведущими науками, как физика или математика. Этому главным образом способствовали открывшиеся возможности изучения дна Мирового океана. Усовершенствование старых и разработка новых дистанционных геофизических методов изучения строения океанического дна и строительство специальных исследовательских океанографических кораблей сделали доступными для обследования те две трети поверхности Земли, которые оставались до той поры почти совершенно неизвестными. Эти огромные пространства земной поверхности могут таить в себе значительные минеральные богатства. Те же пространства представляли интерес и во многих других направлениях.

Отсюда и начался новый этап в развитии наук о Земле: в разных странах стали возникать крупные научные институты, основной задачей которых является изучение земной коры под океанами. Но океаны окаймлены материками, и эти два основных типа крупнейших структур на Земле — океаны и материки — несомненно находятся в геологической связи между собой. Поэтому расширение работ в океанах требовало соответственного усиления исследований и на материках. Аналогичную задачу ставили перед специалистами и растущие потребности в полезных ископаемых. Происходившее одновременно развитие транспортных средств, как наземных, так и воздушных, успехи электроники, автоматики, телеметрии и точной механики открыли невиданные перспективы перед приборостроением и применением различных аппаратурных методов исследования земных недр в самых разнообразных условиях.

Например, и в океанах и на суше приобрел

огромное значение метод глубинного сейсмического зондирования, который во многом усовершенствовался. Профили глубинного сейсмического зондирования перерезали во всех направлениях и материки и океаны, снабдив нас сведениями о меняющихся от места к месту толщине и внутреннем строении коры. Гравиметрические и магнитометрические съемки разных масштабов покрыли практически весь земной шар. Гравиметристы получили картину распределения масс под различными геологическими зонами, а магнитометрические измерения обнаружили на дне океанов своеобразные ряды полосовых аномалий, сыгравших огромную роль в разработке некоторых современных общих представлений о строении и развитии Земли.

Новые средства позволили измерить величину теплового потока Земли во многих тысячах точек. При этом обнаружились связи величины потока с активностью геологических процессов на поверхности. Развитие в самые последние годы магнито-теллурических методов дало возможность определять местоположение в глубинах коры магматических очагов и подтвердить реальность существования частично расплавленного слоя в верхней мантии. Сейчас во всех концепциях этот астеносферный слой играет важную роль как уровень большой подвижности вещества земных недр и как место зарождения магмы.

То, что исследования с помощью этих методов проводятся и на материках и в океанах, позволило впервые в истории науки рассматривать земной шар как структурное единство.

Особое значение имело бурение толщи донных осадков в открытом океане, раскрывшее важные страницы геологической истории океанических бассейнов. Совершенствовались и получили широкое применение экспериментальные физические и геохимические методы, что способствовало выяснению основных физико-химических свойств земного вещества в тех условиях температур и давлений, в которых они находятся на глубине. Эти исследования уточнили представления о составе глубоких слоев земной коры и мантии Земли, а также о происхождении магматических расплавов разного состава.

Значительный вклад в понимание процессов, происходящих в глубинах Земли, внесли методы теоретической физики и математики. Современная физика твердого тела позволяет изучать свойства материала глубоких геосфер, а методы математической статистики с успехом применяются при совместной интерпретации разнородных геофизических и геохимических данных.

Комплексный геолого-геофизический и геохимический подход к изучению внутреннего строения и состояния Земли чрезвычайно расширил круг специалистов, занимающихся этой проблемой. Кроме геофизиков и геохимиков разных направлений в «семью землеведов» вступили геодезисты, космогонисты, специалисты в области реологии, тепломассопереноса, механики, теоретической физики, учения о фазовых переходах и равновесиях и др. Однако геологи по-прежнему занимают в этой обширной группе исследователей важное место, поскольку в их руках сосредоточены данные о конкретном строении земной коры и, что особенно существенно, о ее геологической истории и закономерностях развития. Геология показывает, какие процессы происходят в земной коре, как они могут быть объяснены теми или иными глубинными физико-химическими явлениями и какие геологические факты являются в конечном счете последней проверкой любой геофизической теории.

Однако все эти успехи не означают, что поставленная цель — создать «теорию Земли» — уже достигнута и что перед нами не осталось трудностей. Мы все-таки пока вынуждены ограничиваться гипотезами, не столько дающими прямые ответы на поставленные вопросы, сколько ставящими вопросы для дальнейших исследований. Чтобы преодолеть эти трудности, еще потребуются большие усилия. Все методы проникновения в недра — геофизические, геохимические и геологические, включая сверхглубокое бурение, которое, несомненно, получит в ближайшие годы развитие,— необходимо совершенствовать. Особенно должны быть развиты и уточнены способы их совместной

интерпретации: известно, что во многих случаях они неоднозначны и неопределенны.

Хотя успехи в изучении земной коры под океанами действительно велики, они еще далеко не достаточны, чтобы можно было «взвешивать на одних весах» геологические данные о материках и океанах: дно океана только едва приоткрыло свои секреты и расшифровка их потребует значительного накопления фактических данных. Возникают трудности и иного характера. Например, понять истинную природу глубинных геологических процессов трудно, так как они развиваются крайне медленно и длительно. История этих процессов измеряется десятками и сотнями миллионов лет. Такая длительность имеет принципиальное значение и сама по себе является важным физическим фактором, под влиянием которого становятся необычными механические свойства вещества Земли и создаются условия для таких физико-химических процессов, которые не могли бы протекать в условиях более короткого времени. Время выделяет наиболее постоянные элементы сложного геологического процесса и приводит к взаимной нейтрализации менее постоянные. Однако, если используемые методы позволяют регистрировать лишь быстро протекающие процессы, занимающие краткий отрезок геологической истории, то именно менее постоянные процессы могут выступать в качестве важнейших. Направленность тех движений земной коры, которые отмечаются геодезическими методами на протяжении десятков лет, может совершенно не соответствовать тому направлению движений, которое выявится в течение длительной геологической эпохи, когда кратковременные движения суммируются. Отсюда трудность в разделении геологических процессов на порядки, в отделении общего от частного, без чего невозможно установить основные закономерности в развитии земной коры. Отсюда и методические ограничения, накладываемые самой природой на возможность использовать наблюдения над современными кратковременными геологическими явлениями для объяснения результатов длительных процессов прошлого.

Возникает двойная опасность: возможность чрезмерно схематизировать геологический процесс, с одной стороны, или, наоборот, преувеличить частности, с другой. Последняя опасность стала остро ощущаться именно сейчас, когда в науки о Земле влился новый большой отряд специалистов, получивших подготовку в других отраслях знаний: в математике, теоретической физике. Не имеющие опыта кропотливого изучения структур земной коры в природной обстановке, они восприняли Землю без свойственного геологам романтического преклонения перед сложностями ее строения, сухо и обыденно, как объект для расчета на ЭВМ. Там, где геологи искали тонкие словесные оттенки для описания всего колоссального разнообразия геологических структур, стали создаваться «модели», основанные на упрощенных контрастах машинной логики.

Такой метод может быть, конечно, очень эффективным, но только при условии, что схематизация, неизбежная при построении модели, не приведет к искажению существа природных процессов. Здесь легко может возникнуть взаимное непонимание между авторами моделей и теми, кто привык больше обращать внимание на особенности природных геологических структур.

Чтобы разрешить противоречия подобного типа, необходимо точно определить для каждого случая — что такое факт, где начинается область интерпретации и какова степень достоверности последней. Поскольку сейчас все методы весьма усложнились и каждый требует от исполнителя сугубой специализации, трудно представить себе возможность существования в наши дни таких универсальных ученых, которые могли бы явиться независимыми арбитрами, тем более что в проблему «фактов и интерпретации» мощно вклинивается психологический фактор субъективности.

Все перечисленные трудности являются трудностями роста. Они порождены теми явлениями, которые отражают прогресс в науках о Земле,— «взрывом», происшедшим за последнее время в геологических науках, возросшим интересом к глубинам нашей планеты у ученых

разных специальностей, многосторонним подходом к решению проблем строения и развития земных недр. Не подлежит сомнению, что трудности будут преодолены и в конце концов мы получим искомую «теорию Земли».

Но если задать вопрос различным специалистам о современном состоянии обсуждаемой проблемы, то ответы получим разные. Большая группа ученых, например, выразит уверенность, что в современной концепции «тектоники плит» уже имеется удовлетворительное решение основных вопросов и нам остается лишь разработать некоторые детали и найти причины, приводящие литосферные плиты в движение. Однако другая группа укажет на ряд весьма серьезных трудностей, стоящих перед «тектоникой плит», и усомнится в возможности найти какое-либо рациональное объяснение предполагаемым сложным перемещениям «плит». Эта группа выскажет мнение, что мы находимся еще только в стадии подбора материала для построения будущей теории Земли. Будут и другие мнения.

Такая разноречивость в оценке состояния проблемы отразилась и на содержании предлагаемой монографии. Она посвящена тектоносфере Земли, т. е. земной коре и верхней мантии — оболочкам, в которых, как мы сейчас знаем, находятся непосредственные причины эндогенных процессов. В отдельных главах монографии рассказывается о составе и строении тектоносферы и о происходящих в ней процессах, как они рисуются в свете данных, полученных разными методами. Авторы поставили перед собой цель — рассказать в форме, доступной представителям смежных специальностей, о современном состоянии соответствующей отрасли наук о Земле и о стоящих перед нею задачах. При этом авторам была предоставлена полная свобода выбора вопросов для обсуждения и выражения своего отношения к тем или иным теоретическим концепциям, так как только при таком подходе можно было получить цельную картину состояния проблемы.

Первая часть монографии посвящена геологическим вопросам. Здесь основное внимание обращено на геологическое выражение глубинных процессов и на закономерности их развития. Поскольку наиболее древняя и продолжительная история земной коры воссоздается на материках, строение и геологическая история последних описываются особенно подробно. В главе, посвященной связи эндогенной металлогении с глубинными процессами, устанавливается связь между теоретическими взглядами и практическими задачами.

Во второй части освещается состояние основных отраслей геофизики, которые имеют своей задачей изучение глубинного строения и развития коры и верхней мантии. Здесь тектоносфера рассматривается в свете сейсмических, гравиметрических, геомагнитных и геотермических данных.

В третьей части обсуждаются вопросы состава земной коры и верхней мантии, обмена веществом внутри тектоносферы, происхождения магм, причин и механизма метаморфических процессов.

В заключении делается попытка оценить современное состояние общих вопросов строения и развития тектоносферы и определить наиболее перспективные направления дальнейших исследований.

В монографии читатель обнаружит расхождения во взглядах авторов отдельных глав. Мы не старались эти расхождения как либо искусственно сглаживать. Более того, такое сглаживание казалось нам опасным. Мы считали, что расхождения и противоречия необходимо всячески выявлять и подчеркивать, поскольку только преодоление конкретных противоречий создаст те «точки роста», из которых начнется дальнейшее решительное продвижение к освещению проблем, стоящих перед науками о Земле.

В составлении монографии участвовал большой коллектив авторов, объединяемый Научным советом по комплексным исследованиям земной коры и верхней мантии при Отделении геологии, геофизики и геохимии Академии наук СССР.

В. В. Белоусов

ЧАСТЬ ПЕРВАЯ

ГЕОЛОГИЯ

Глава первая
Региональная тектоника материков
11

Глава вторая
Тектонические процессы на материках
33

Глава третья
Краткий очерк тектонической истории материков
66

Глава четвертая
Эндогенные режимы и общие закономерности развития материков
79

Глава пятая
Геология океанов
109

Глава шестая
Эндогенная металлогения
121

Глава первая

РЕГИОНАЛЬНАЯ ТЕКТОНИКА МАТЕРИКОВ

1.1. Главные тектонические подразделения материков

Материки и впадины дна океанов являются самыми *большими тектоническими элементами* земной коры. Они разграничены материковым склоном, который служит важнейшим разделом не только рельефа поверхности Земли, но и самых крупных частей земной коры, разных по своему строению и истории. Площади материков можно разделить на древние платформы и складчатые пояса, которые отличаются по структуре и времени формирования материковой земной коры (рис. 1.1).

Древние платформы представляют наиболее устойчивые и малоподвижные глыбы в составе материков. В то же время они являются самыми древними их частями. Они обладают мощным гранитно-метаморфическим фундаментом, образовавшимся в раннем докембрии и сложенным кристаллическими сланцами и метаморфическими толщами, прорванными гранитоидными и другими интрузивными телами (Белоусов, 1966). Выровненная поверхность фундамента покрыта осадочными и вулканическими толщами, слагающими платформенный чехол, в составе которого участвуют толщи от рифейских до четвертичных. Всего в составе материков можно наметить более 20 древних платформ, из которых 15 обладают значительными по площади размерами.

Складчатые пояса разделяют края древних платформ, окаймляют их и слагают обширные площади между ними и по окраинам материков. Части складчатых поясов охватывают также прилегающие к материкам участки дна океанов, области глубоких котловин окраинных и внутренних морей с грядами разделяющих их островов и полуостровов, а также островных дуг, сопровождаемых глубоководными желобами. Складчатые пояса, пересекая материки, простираются на тысячи километров в длину, достигая многих сотен километров в ширину, и переходят с одного материка на другой. Можно выделить пять больших поясов: Тихоокеанский, Средиземноморский, Урало-Монгольский, Атлантический и Арктический. Кроме них присутствуют и более ограниченные по размерам (малые) пояса, которые разделяют отдельные древние платформы внутри материков и отличаются по своему строению и истории развития. Два из них расположены в Евразии — Куньлунь-Циньлинский в центре и Верхояно-Колымский на востоке, два — в Африке — Красноморский и Дамара-Катангский и один — в Южной Америке — Бразильский.

В строении поясов участвует много различных по возрасту геосинклинальных складчатых областей. Каждая из них прошла через более или менее длительный геосинклинальный процесс развития, прежде чем превратилась в складчатую область. В этом процессе различают обычно два крупных этапа, в которых выделяют ряд стадий. В начале первого из них, главного, происходит заложение вдоль разломов систем геосинклинальных трогов, а затем заполнение их мощными осадочно-вулканическими комплексами, среди которых выделяются многие типичные для этого этапа формации. Для самых ранних стадий развития многих геосинклиналей характерны офиолитовые ассоциации, состоящие из основных вулканических пород (диабазы, спилиты), габброидных интрузий и ультраосновных пород (перидотитов и других пород, превращенных частично в серпентиниты), связанных своим происхождением с мантией. В более поздние стадии образовались грауваккo-сланцевые и мощные вулканогенные формации андезитового состава, а также флишевые и песчано-глинистые толщи. Мощность этих комплексов в сумме достигает многих тысяч метров. Они неоднократно подвергались складчатости, воздействию внедряющихся магматических тел ос-

новного состава и гранодиоритов, часто значительной метаморфизации.

В конце главного этапа происходило поднятие и замыкание геосинклинальных трогов (инверсия). После этого, в заключительном или орогенном этапе, на месте геосинклинальной области возникала система крупных поднятий, разделенных межгорными и краевыми впадинами. Заполняющие их осадочные и главным образом песчано-глинистые молассовые и вулканические толщи также подвергались складчатости и были прорваны интрузиями, нередко — крупными телами калиевых гранитов.

Таблица 1.1. Шкала абсолютной геохронологии

Эра	Период	Эпоха	Абсолютный возраст начала подразделения, млн. лет
Кайнозойская	Четвертичный	Плейстоценовая	2
	Неогеновый	Плиоценовая Миоценовая	10 25
	Палеогеновый	Олигоценовая Эоценовая Палеоценовая	40 55 70
Мезозойская	Меловой	Поздняя Ранняя	100 136
	Юрский	Поздняя Средняя Ранняя	155 175 190
	Триасовый	—	225
Палеозойская	Пермский	—	280
	Каменноугольный	—	345
	Девонский	Поздняя Средняя Ранняя	360 370 395
	Силурийский	—	430
	Ордовикский	Поздняя Ранняя	450 500
	Кембрийский	—	570
Протерозойская	Поздний (рифей)	Поздняя Средняя Ранняя	1000 1350 1600
	Средний	—	1900
	Ранний	—	2600
Архей	Поздний Ранний	—	4000

В ряде случаев протяженные геосинклинальные троги представляют собой узкие приразломные (шовные) прогибы, целиком заполненные офиолитовым комплексом, который сопровождается в небольшом объеме осадочно-вулканическими или флишевыми толщами. В строении геосинклинальных областей обычно участвуют троги, различающиеся по масштабу вулканических явлений. Прогибы с интенсивным проявлением основного магматизма, а также с относительно слабым магматизмом относят к категории эвгеосинклиналей. Наряду с ними могут присутствовать и более слабо прогибавшиеся, лишенные магматизма миогеосинклинали. Блоки более древнего основания между геосинклинальными прогибами образуют срединные массивы. В некоторых случаях последние бывают покрыты различным по мощности осадочным покровом — чехлом срединных массивов, который по возрасту соответствует геосинклинальным комплексам или бывает более древним.

Развитие геосинклинальных областей приводило в итоге к образованию мощного гранитно-метаморфического слоя земной коры материкового типа. После прекращения этого процесса геосинклинальная область становилась складчатым основанием или фундаментом платформы.

При формировании складчатых областей движения земной коры и складчатость проявлялись неоднократно, причем каждая область имеет свои особенности истории развития. Все же наиболее важную роль играют две эпохи складчатости. Одна — после окончания главного или собственно геосинклинального этапа и вторая — после завершения орогенного этапа, перед началом создания платформенного чехла. Последние эпохи — платформообразующие, они определяют время окончания геосинклинального и начала платформенного режима. В истории Земли было всего несколько эпох складчатости, после которых сформировались значительные по площади платформы. В зависимости от времени их образования платформы разделяют на древние и молодые, а последние, кроме того, делят на ряд типов по возрасту.

Фундамент древних платформ — результат процессов складчатости, метаморфизма и гранитизации в течение очень длительного времени

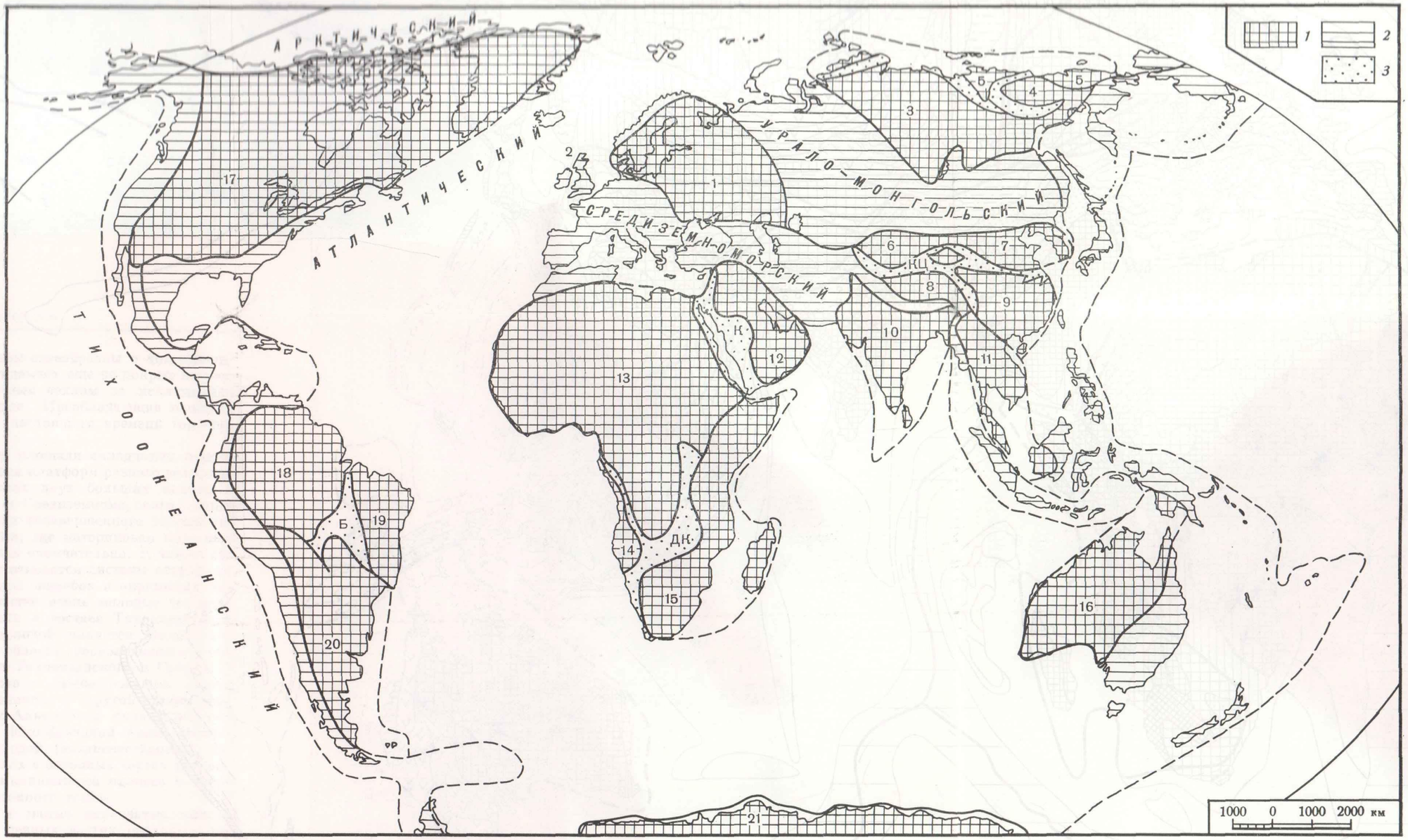


Рис. 1.1. Древние платформы и геосинклинальные складчатые пояса. Составил М. В. Муратов

1 — древние платформы (1 — Восточно-Европейская, 2 — Эриа, 3 — Сибирская, 4 — Колымская, 5 — Северо-Восточной Сибири, 6 — Таримская, 7 — Китайско-Корейская, 8 — Тибетская, 9 — Южно-Китайская, 10 — Индостанская, 11 — Индосинийская, 12 — Аравийская, 13 — Северо-Африканская, 14 — Ангольская, 15 — Южно-Африканская, 16 — Австралийская, 17 — Северо-Американская, 18 — Южно-Американская, 19 — Восточно-Бразильская, 20 — Аргентино-Парагвайская, 21 — Антарктическая); *2* — складчатые пояса; *3* — малые пояса (Б — Бразильский; ДК — Дамара-Катангский; К — Красноморский; КЦ — Куньлунь-Циньлинский)

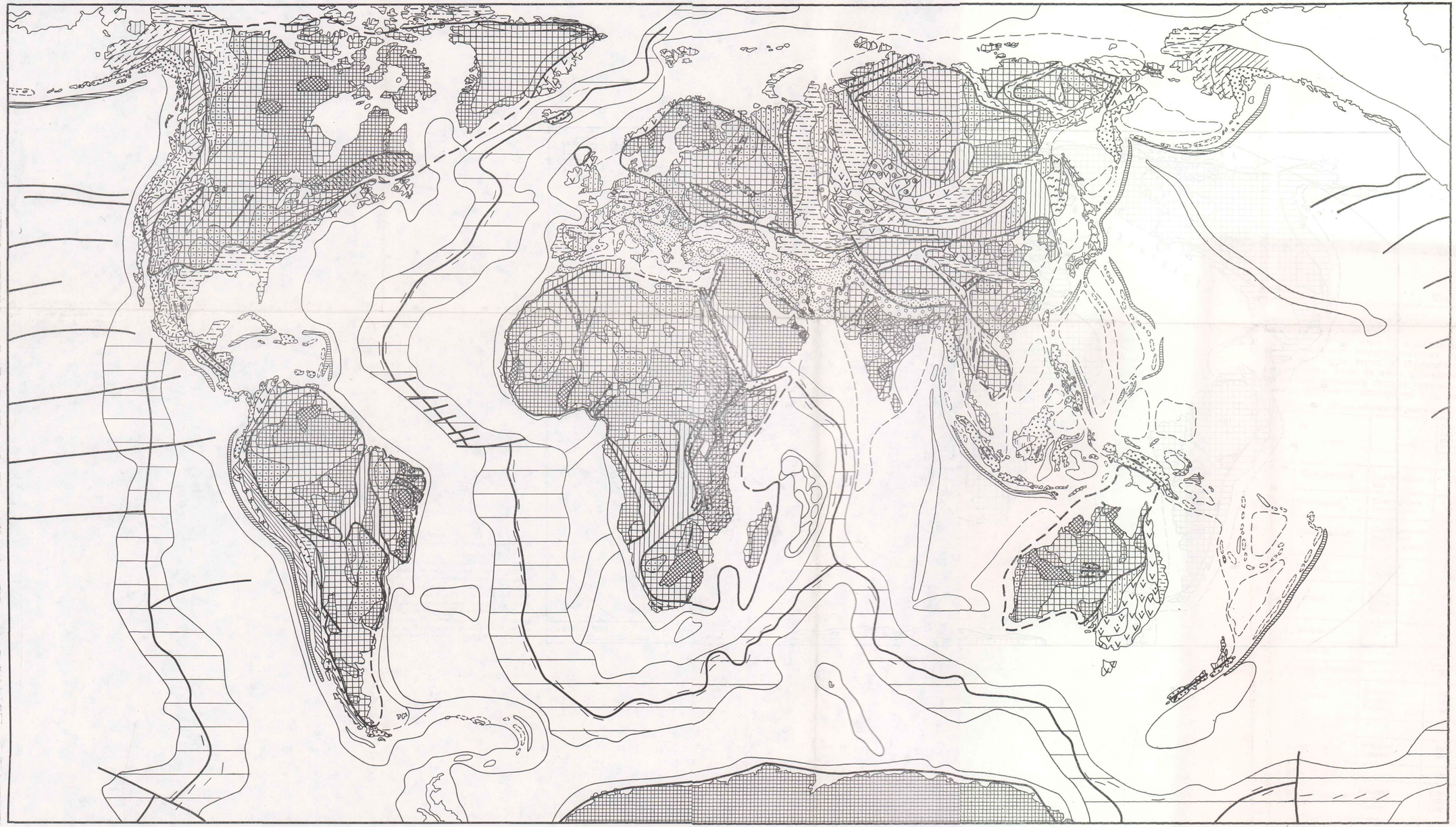
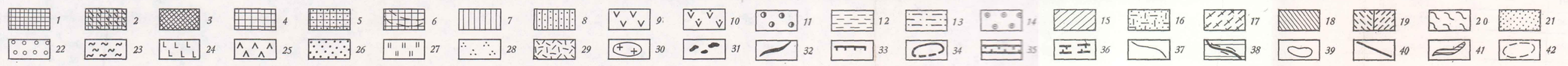


Рис. 1.2. Схематическая тектоническая карта материков. Составил М. В. Муратов

1—6 — древние платформы: *1* — выступы кристаллического архейско-протерозойского фундамента на поверхность; *2* — области фундамента, подвергшиеся повторному метаморфизму и гранитизации в конце протерозоя; *3* — участки фундамента, покрытые древним метаморфизованным чехлом (нижний, средний, иногда верхнего протерозоя); *4* — плиты — площади древних платформ, прилегающие осадочным чехлом; *5* — впадины с мощным осадочным чехлом; *6* — то же, с чехлом, сильно осложненным складками и разломами. *7—14* — позднепротерозойские и палеозойские складчатые области: *7* — позднепротерозойские (байкальские в широком понимании) складчатые области; *8* — то же, под осадочным чехлом; *9* — каледонские складчатые области; *10* — то же, под осадочным чехлом; *11* — орогенные каледонские впадины; *12* — герцинские (варисцийские) складчатые области; *13* — то же, под осадочным чехлом; *14* — орогенные герцинские впадины. *15—20* — мезозойские складчатые области: *15* — эвгеосинклинальная ($R - K_1$) область Кордильер Северной Америки; *16* — многогеосинклинальная область Скалистых гор Северной Америки ($R - K$); *17* — орогенные мезозойские впадины (K_2); *18* — область Центральных Анд Южной Америки ($T - K_2$); *19* — Бирмано-Малайская и Северо-Вьетнамская эпикратонные складчатые области ($PZ - J_1 - J_3$); *20* — Верхоянско-Колымская эпикратонная складчатая область ($PZ - J$). *21—28* — кайнозойские складчатые области: *21* — альпийская складчатая область Европы, юго-западной Азии ($T - P$); *22* — альпийские орогенные впадины; *23* — восточноазиатские складчатые области: Сихотэ-Алинская, Японская, Сахалинская ($S - P$); *24* — орогенные впадины ($P_3 - N$); *25* — область Корякского нагорья ($K - N_1$); *26* — область Береговых хребтов побережья Америки ($J - N$); складчатые области Индонезии, Камчатки ($K - N$); *27* — область деформированного чехла на срединных массивах в кайнозойских складчатых областях; *28* — поднятия островных дуг. *29—36* — прочие обозначения: *29* — вулканические пояса (мезозойские и кайнозойские); *30* — главнейшие гранитоидные интрузии; *31* — главнейшие выходы ультраосновных и основных пород в зонах разломов; *32* — антиклинальные складки; *33* — фронт надвигов; *34* — границы древних платформ; *35* — грабены и авлакогены; *36* — то же, под осадочным чехлом. *37—42* — главнейшие элементы строения дна морей и океанов: *37* — граница материкового склона; *38* — срединно-океанические хребты; *39* — главные подводные возвышенности; *40* — главнейшие разломы на материках и океанах; *41* — глубоководные желоба; *42* — котловины окраинных и внутриматериковых морей



архея и части протерозоя (афебия) с 3000 до 1700 млн. лет назад (табл. 1.1). Закончился этот процесс для всех древних платформ примерно в одно и то же время в интервале от середины протерозоя и до начала позднего протерозоя (т. е. 1650—1750 млн. лет назад) в эпоху карельской или гудзонской складчатости.

Фундамент молодых платформ образовался в различное, но более позднее время, наиболее ранние возникли в середине или конце рифейской эры. Участки их сложились в пределах складчатых поясов в интервале от 1750 до 1250 млн. лет назад — в эпоху, называемую готской (Швеция) или эльсонской (Канада) складчатостью.

Другие платформы сформировались в интервале 1250—950 млн. лет в раннебайкальскую или гренвильскую (Канада), кибарскую (Африка) или дальсландскую (Швеция) эпоху складчатости. Наконец, на более обширных площадях платформенный режим установился в конце рифея в эпоху байкальской, или катангской, складчатости (950—550 млн. лет).

В палеозое образование фундамента молодых эпикаледонских платформ закончилось на границе силура и девона (около 400 млн. лет), а эпигерцинских (или эпиварисцийских) — на рубеже ранней и поздней перми или перми и триаса (240 млн. лет). Самые молодые платформенные области возникли в поясе вокруг Тихого океана в мезозое на границе раннего и позднего мела (невадская эпоха) или мела и палеогена (ларамийская). При этом мезозойские платформы своеобразны в том отношении, что их фундамент еще не покрыт настоящим платформенным чехлом за исключением небольших впадин. Преобладающие площади их являются до настоящего времени горными областями.

Бóльшая часть площади складчатых поясов состоит из молодых платформ разного возраста. Только в пределах двух больших поясов — Тихоокеанского и Средиземноморского — присутствуют области незавершенного геосинклинального развития, где материковая кора еще не сформировалась окончательно. К таким областям развития относятся системы островных дуг, глубоководных желобов и окраинных морей, представляющие очень молодые геосинклинальные области в составе Тихоокеанского пояса. Также молодой является Индонезийская складчатая область, расположенная в области сочленения Тихоокеанского и Средиземноморского поясов и принадлежащая скорее первому. И, наконец, в другой стадии развития находится Альпийская складчатая область Европы и Юго-Западной Азии, являющаяся очень молодой (поздненеогеновой), но все же в ее пределах в основных чертах уже завершились геосинклинальный процесс и даже складчатость орогенного этапа.

Все большие и малые складчатые пояса, хотя и имеют в разных частях различное по времени образования складчатое основание, вместе с тем в целом резко отличаются от древних платформ, которые обладают несоизмеримо более древним возрастом этого основания.

1.2. Основные черты тектоники материков

1.2.1. Евразия

В пределах Евразии выделяют шесть значительных по площади древних платформ (рис. 1.2). Это Восточно-Европейская (Русская), Сибирская, Индостанская, Китайско-Корейская, Южно-Китайская, Индосинийская. Несколько меньше по размерам Таримская, Тибетская, Колымская платформы и платформа северо-востока Азии. Еще несколько платформ имеют совсем незначительные площади и именуются массивами: Цайдамским, Джунгарским и др.; к их же числу относится и платформа Эриа на севере Великобритании. В последние годы появились данные, свидетельствующие, что Буреино-Хинганский массив на востоке Азии в значительной части может также быть отнесен к древним платформам (Зоненшайн, 1972).

Платформы разделены складчатыми областями различного возраста, объединяемыми в пояса. Целиком в пределах Евразии расположены Урало-Монгольский и Средиземноморский пояса (Муратов, 1965). Кроме того, в строении Евразии принимают участие относительно небольшие (малые) пояса Верхояно-Колымский, Куньлунь-Циньлинский. Атлантический пояс участвует в строении лишь небольшой северо-западной окраины Европы; Тихоокеанский охватывает значительную часть Восточной Азии, обрамляя здесь Тихий океан и протягиваясь отсюда на юг — в Австралию и на северо-восток — в Северную Америку.

Восточно-Европейская платформа. Поверхность ее фундамента наиболее сильно приподнята на западе, северо-западе и на юго-востоке. Кристаллический фундамент высту-

пает только на северо-западе (Балтийский щит) и юго-западе (Украинский щит). На всем остальном своем протяжении он закрыт чехлом осадочных отложений, причем глубоко погружен в пределах отдельных авлакогенов, перикратонных впадин и синеклиз. Обширная, прикрытая чехлом часть Восточно-Европейской платформы именуется Русской плитой.

В составе осадочного чехла плиты участвуют отложения всех систем — от среднерифейских до четвертичных. Наиболее глубоко фундамент Русской плиты погружен в Прикаспийской впадине, где по геофизическим и геологическим данным его поверхность залегает на глубинах 16—20 км и он прикрыт осадочной толщей такой же мощности. Сильно погружен он также в Московской синеклизе, расположенной в центральной и северной частях платформы, и в Балтийской синеклизе на западе. Между этими большими впадинами находятся обширные поднятия — Воронежская и Волго-Уральская антеклизы на востоке и Белорусско-Мазурская, на западе.

Важнейшими элементами тектоники платформы являются системы грабенообразных впадин, которые образовались на раннем этапе ее существования в начале или середине рифея и заполнены соответственно осадочными и местами вулканическими толщами среднего и низов верхнего рифея. Крупнейшие авлакогены — Припятско-Днепровско-Донецкий, Пачелмский и Средне-Русский (Шатский, 1952), вытянуты на сотни километров, но скрыты под осадочным чехлом; имеется ряд более мелких грабенообразных впадин.

По периферии Восточно-Европейская платформа окаймлена Камско-Уфимским, Причерноморским и Приднестровским перикратонными прогибами.

На юго-западе платформа ограничивается Средне-Европейской плитой, которая охватывает площадь Польско-Германской низменности, дно южной части Северного моря и участок юго-восточной Великобритании. Это плита с мощным (10—12 км) осадочным чехлом, возраст ее фундамента точно не установлен; скорее всего он байкальский, но включает отдельные более древние массивы (Восточно-Эльбский и др.)

Каледонская складчатая область Скандинавских гор. Она обрамляет Восточно-Европейскую платформу с северо-запада, продолжаясь в пределы Шотландии, Северной Англии, Уэллса и Ирландии.

В этой области геосинклинальный этап закончился складчатостью в конце силура, орогенный — продолжался в раннем девоне и завершился в середине девона. Складчатые структуры области в пределах Скандинавии опрокинуты на юго-восток и осложнены системой надвигов большой амплитуды, которые перекрывают на значительном протяжении край платформы на границе Швеции и Норвегии. На север она продолжается под дном Баренцева моря и протягивается на о-в Шпицберген. В Англии, Шотландии и Ирландии каледонские складчатые структуры образуют другую ветвь со складками, опрокинутыми и надвинутыми на северо-запад, в сторону Северо-Шотландского нагорья и докембрийского массива Эриа (Тектоника Европы, 1964).

Древний массив (или платформа) Эриа. Расположен на самом севере Шотландии. Здесь полосу побережья и Гебридские острова слагает глубокометаморфизованный комплекс льюисских гнейсов, среди которых присутствуют и гранулиты. Возраст гнейсов по радиометрическим данным преимущественно составляет 2200—2600 млн. лет.

Предполагается, что льюисский комплекс образует обломок или остаток фундамента значительной по размерам древней платформы, бо́льшая часть которой раздроблена и погружена в настоящее время под дно прилегающей шельфовой части Атлантического океана.

Сибирская платформа. Платформа охватывает Средне-Сибирское плоскогорье, Алданское нагорье, Становой хребет, располагаясь между Леной и Енисеем, Таймырским полуостровом и Прибайкальем и протягиваясь на восток до побережья Охотского моря (Архангельский, Шатский, 1933; Вопросы тектоники докембрия континентов, 1970; Косыгин и др., 1970; Краснов и др., 1966; Кропоткин и др., 1971; Мокшанцев и др., 1975). На значительной части площади платформы фундамент ее погружен под осадочный чехол. Только на юго-востоке основание платформы выступает на значительном пространстве Алданского нагорья и Станового хребта, образуя обширный Алданский щит. Выступом меньших размеров является Анабарский щит на севере платформы; третий выступ образует Охотский массив на крайнем востоке ее. Наиболее сильно фундамент погружен на северо-западе и западе платформы в пределах обширной Тунгусской впадины. Значительной глубиной и площадью характеризуется Ангаро-Ленский перикратонный прогиб.

В составе чехла на обширных площадях платформы главную роль играют рифейские, кембрийские, ордовикские и силурийские отложения, а также пермско-триасовые, юрские и

меловые породы. Отложения верхнего рифея и кембрия, включающего толщи каменной соли, участвуют в строении Ангаро-Ленского прогиба. Палеозойские отложения и мощная тунгусская серия (средний—верхний карбон, пермь—триас) заполняют и сложно построенную Тунгусскую впадину. Эти же отложения слагают длинный глубокий прогиб типа авлакогена, осложненный разломами и складками и вытянутый вдоль Таймырского полуострова от берега моря Лаптевых до устья р. Енисей (Погребицкий, 1971). На юге, в бассейне рек Юдома и Аллах-Юнь, между краем Алданского щита и Охотским массивом, протягивается другой подобный авлакоген.

С пермско-триасовыми толщами Тунгусской впадины и Таймырского авлакогена связаны мощные диабазовые вулканические туфы и лавы (траппы), образовавшиеся путем излияний и интрузий вдоль зон глубоких расколов фундамента платформы, образующих целую сеть. Пермские и триасовые отложения Юдомского авлакогена прорваны несколькими интрузиями мезозойских гранитоидов.

Юрские и меловые отложения заполняют на севере Сибирской платформы Хатангско-Пясинскую синеклизу, а на востоке — узкий протяженный Ленский, а также Предверхоянский прогибы. Ими заполнена и более обширная Вилюйская впадина.

Для Сибирской платформы характерно наличие многочисленных магматических трубок взрыва, также образовавшихся по разломам, но более молодого юрского возраста. Каналы этих трубок заполнены как основными породами (диабазами), так и ультраосновными — кимберлитами, в которых встречаются алмазы.

Колымская платформа. Эта платформа является сравнительно небольшой, окаймленной с севера и запада дугой глыбовых поднятий и складок хребтов Полоусного, Тасхаяхтаха и Омулевских гор. На юго-востоке она продолжается в Приколымском поднятии, вытянутом вдоль северного течения р. Колыма. Она почти вся покрыта осадочным чехлом, наиболее древние — рифейские — отложения образуют лишь небольшие выходы к югу от хр. Полоусного. На Приколымском поднятии есть выходы кристаллических пород основания, а также древних (рифейских) комплексов чехла (Тильман и др., 1975). В центре платформы на Алазейском поднятии выступают на поверхность толщи девонских, каменноугольных и пермских пород. Широко развиты юрские и более молодые отложения.

В последние годы рядом исследователей было высказано предположение об отсутствии единого Колымского массива и наличии на его месте ряда глыб фундамента, разделенных глубокими геосинклинальными трогами.

Образование поднятий, окаймляющих платформу, произошло в конце юры — начале мела, одновременно со складчатостью в Верхояно-Колымской области, и сопровождалось внедрением крупных гранитоидных интрузий.

Верхояно-Колымская складчатая область. Область разделяет Сибирскую и Колымскую платформы и сама расчленяется на две крупные складчатые системы — западную — Верхоянскую и восточную (в бассейне р. Индигирка) — Верхнеиндигирскую, которая окаймляет с юго-запада Колымский массив. Обе системы разделены полосой более пологого залегания одновозрастных отложений, представляющей зону ряда погребенных платформенных массивов, покрытых мощным дислоцированным чехлом (Белый и др., 1964; Тильман, 1973; Тильман и др., 1974).

Верхоянская складчатая система миогеосинклинального типа состоит из многих рядов длинных, простых линейных, часто надразломных складок, в строении которых участвуют песчано-глинистые комплексы отложений от среднего карбона до верхнего триаса, общей мощностью до 10 км. Вулканические толщи туфов и лав известны только среди нижнего триаса — западной части системы. Ее складки окаймляют край Сибирской платформы на протяжении 1300 км от устья Лены до предгорий хр. Сеттэ-Дабан. Осадконакопление здесь началось в конце палеозоя, образование складок происходило в конце юры — начале мела.

Верхнеиндигирская складчатая система включает крупный и глубокий Иньяли-Дебинский синклинорий, осевая часть которого, осложненная разломами, сложена юрскими отложениями, а борта — верхнетриасовыми, общей мощностью до 7000 м. Среди них преобладают терригенные, флишоидные отложения, присутствуют прослои пепловых туфов и туфогенных пород; есть основные интрузивные тела. Вся система сопровождается полосой прорывающих ее крупных и многочисленных интрузий позднеюрских и меловых гранитоидов. Прогибание и интенсивное осадконакопление здесь началось в позднем триасе. Складчатость происходила в конце юры — начале мела.

Участки пологого залегания пород в полосе, разделяющей описанные складчатые системы, выделены и описаны очень давно. Однако только в последние годы их стали считать погру-

женными блоками платформенного основания, скрытыми осадочным чехлом, т. е. обломками древней платформы. Одним из них является *большой Адыча-Эльгинский массив*, между р. Яна и верховьями Индигирки, севернее находится Янский массив (Мокшанцев, 1972).

Верхояно-Колымская складчатая область относится к эпикратонным. Она формировалась в конце палеозоя — начале мезозоя в результате раздробления и разламывания обширной полосы древней платформы с неодинаковой глубиной погружения, с деформацией разных ее участков и блоков и с образованием складок вдоль систем секущих разломов.

Структурные элементы северо-восточной Сибири. Слабонарушенным продолжением упомянутого Янского массива на севере служит обширная Яно-Индигирская плита на низком побережье Северного Ледовитого океана, в междуречье Яны и Индигирки; здесь кристаллический фундамент плиты значительно погружен (Белый и др., 1964; Тильман, 1973; Тильман и др., 1974).

К северо-востоку от Колымского массива продолжение древней платформы образует небольшие *Еропольский* и *Яблонский массивы*, перекрытые дислоцированным палеозойским и спокойно залегающим мезозойским чехлом. К востоку от них расположен широкий и глубокий Малоанюйский грабенообразный прогиб (рифт), заполненный мезозойским комплексом эффузивно-осадочных отложений, сопровождающихся внедрениями основных и ультраосновных пород. Он отделяет Яблонский массив от структур Анюйских гор и Чаунского побережья, которые представляют, видимо, продолжение древней платформы, разделенное на блоки и прикрытое сильно нарушенным разломами осадочным чехлом, прорванным мезозойскими гранитоидными интрузиями.

Складчатые области Урало-Монгольского пояса. Обширное пространство между Восточно-Европейской, Сибирской, Таримской и Китайско-Корейской древними платформами сложено многими складчатыми областями, главным образом герцинскими и каледонскими, а также байкальскими. Среди них присутствуют и отдельные массивы и блоки более древнего, дорифейского, возраста (обломки древних платформ). К ним относятся Джунгарский массив, части Буреино-Хинганского и Кокчетавского массивов. На значительной площади Западной Сибири, Тургайской и Туранской равнин, а также на востоке, в бассейне Амура, эти складчатые области погружены, покрыты осадочным чехлом и слагают фундамент обширных плит (Матвеевская, 1969; Гарецкий, 1972; Зоненшайн, 1972; Тектоника Урало-Монгольского складчатого пояса, 1974).

К складчатым областям Урало-Монгольского пояса на западе относится позднепротерозойская складчатая область Тиманского кряжа, слагающая также фундамент Печорской низменности. Далее с севера на юг протягивается область Урала, в которой складчатость завершилась в герцинскую эпоху. Она погружается под чехол Туранской плиты и снова выступает в Южном Тянь-Шане (Туркестанский, Зеравшанский, Алайский хребты и Кокшаал).

На востоке вдоль края Сибирской платформы также протягивается в виде узкой полосы край Байкальской складчатой области, слагающий Енисейский кряж и часть Восточного Саяна. Значительная часть байкалид скрыта под чехлом Западно-Сибирской плиты. На севере они слагают складчатую область Таймыра.

Южнее, в горной стране Саян и Алтая, выделяют каледонскую Кузнецко-Саянскую и Салаиро-Алтайскую складчатые области, которые прослеживаются на восток в пределы Северной Монголии. Южнее и юго-западнее располагается более молодая герцинская складчатая область Центрального Казахстана и Южной Монголии, вытянутая на востоке почти широтно, а в Казахстане имеющая несколько изгибов и затем отклоняющаяся к северу. Эту область с запада и юго-запада обрамляет снова более древняя каледонская Кокчетавско-Киргизская область, образующая огромную дугу, на севере простирающуюся меридионально, а на юге отклоняющуюся к востоку. Еще западнее она ограничена областью Урала и Южного Тянь-Шаня.

Таким образом, в северной части Урало-Монгольского пояса складки протягиваются с севера на юг, охватывая Урал и Западно-Сибирскую низменность, а затем отклоняются к востоку, приобретая в пределах Тянь-Шаня и Монголии широтное простирание. На востоке полоса складок захватывает край обширного Хингано-Буреинского массива, который относят к областям байкальской складчатости, хотя он и включает крупные блоки древнего архейского и раннепротерозойского фундамента (Смирнов, 1963). В пределах Хингана и среднего течения Амура массив закрыт на большом пространстве осадочным чехлом. Обособленная ветвь системы палеозойских складок из Монголии протягивается в северо-восточном направлении севернее Хингано-Буреинского массива, образуя Монголо-Охотскую складчатую область. Последняя выходит к берегу

Охотского моря в районе Удской губы и Шантарских островов. Она построена по типу герцинских складчатых областей.

Западно-Сибирская, Туранская и Тургайская плиты занимают значительную часть рассматриваемого пояса. В пределах этих плит выделяются обширные по площади синеклизы и поднятия (антеклизы, своды) (Крылов, 1971; Гарецкий, 1972; Соболевская, 1973; Канторович и др., 1975).

Самые древние по времени образования плиты имеют байкальский фундамент — как, например, Печорская и восточная часть Западно-Сибирской. На них располагается чехол палеозойских, мезозойских и кайнозойских отложений. В других частях Западно-Сибирской и Туранской плит фундамент каледонский и герцинский, они покрыты мощными толщами мезозойских и кайнозойских отложений. В пределах Западно-Сибирской плиты под юрско-меловыми толщами чехла выявлена система глубоких и протяженных грабенов, заполненных триасовыми континентальными и вулканическими толщами.

2716

К югу от Урало-Монгольского пояса расположена целая группа древних платформ Центральной и Юго-Восточной Азии, разделенных узкими длинными складчатыми областями.

Таримская платформа. Она имеет небольшие размеры и расположена в пределах Центральной Азии. Она представляет собой плиту, так как вся перекрыта осадочным чехлом, в строении которого участвуют рифейские, палеозойские и более молодые породы.

Китайско-Корейская платформа. Платформа занимает значительную площадь Кореи, Ляодунский полуостров, дно Желтого моря, Шаньдунский полуостров и восточную часть территории Китая. На севере она ограничена позднепротерозойской складчатой системой Урало-Монгольского пояса Внутренней Монголии, на западе — палеозойскими складками Циляньшаня, а на юге — палеозойской складчатой системой Циньлиня, которая разделяет узкой полосой края описываемой и Южно-Китайской платформ. Восточнее платформа ограничивается краями системы грабенообразных впадин в нижнем течении р. Янцзы, в районе Нанкина. Далее она протягивается под дном Желтого моря к юго-восточному берегу Кореи.

Китайско-Корейская платформа на значительной площади закрыта осадочным чехлом. Основание ее выступает на площади щитов в северной и центральной Корее, на Ляодунском и Шаньдунском полуостровах. Значительные выходы имеются в середине платформы в антеклизе Шаньси (поднятие Утай), а также в пределах западной оконечности платформы, называемой Алашаньским массивом. Поверхность фундамента сильно погружена в двух больших синеклизах — Ордосской на западе, в бассейне р. Хуанхэ, и в Северо-Китайской, отделенной от Ордосской Шаньской антеклизой. Северо-Китайская синеклиза покрыта водами Ляодунского и Бохайваньского заливов Желтого моря. В составе их чехла участвуют породы рифея (синийская система Китая), палеозоя, мезозоя и кайнозоя (Основы тектоники Китая, 1962; Tectonic Map..., 1974).

Южно-Китайская платформа. Платформа расположена к югу от Китайско-Корейской. Центральная часть платформы закрыта осадочным чехлом, включающим рифейские (синийские), палеозойские и мезозойские отложения. Они заполняют глубокую Сычуанскую синеклизу на северо-западе, Юньнань-Чуансийскую впадину на юго-западе и Цзянси-Хунаньскую на юго-востоке. Эти синеклизы разделены крупной областью поднятия кристаллического основания — Цзяннанским щитом, расположенным в центре платформы, и ограничены с запада Юннаньским поднятием в верховьях р. Янцзы, вытянутым меридионально, а на юго-востоке на побережье Южно-Китайского моря — обширным поднятым массивом Катазии, частью которого является о-в Хайнань.

Перечисленные впадины заполнены мощными комплексами синийских, кембрийских и ордовикских отложений (до 7000 м), а также силура, девона и верхнего палеозоя, триаса и юры. В синийских отложениях Цзянси-Хунаньской впадины известны основные эффузивы. По краям этой впадины девонские отложения трансгрессивно перекрывают силурийские и ложатся на более древние породы вплоть до кристаллических. Кроме того, в Цзянси-Хунаньской впадине породы синия и нижнего палеозоя метаморфизованы (в фации зеленых сланцев), а по периферии впадины в пределах Цзяннанского и Катазиатского массивов известны многочисленные интрузивные тела гранитоидов, относимых к нижнему палеозою.

Все эти данные о метаморфизме и интрузиях при наличии преддевонского (каледонского) несогласия привели многих исследователей к выводу о существовании в пределах Катазиатского массива Цзянси-Хунаньской и Гуанасийской впадин каледонской складчатой области. Это нашло признание во многих работах по тектонике Китая и, в частности, на Тек-

Институт Геологических Наук АН Армянской ССР Библиотека

тонической карте Евразии (Яншин и др., 1966). В действительности настоящая складчатость здесь не проявлялась, а образование гранитоидных массивов и метаморфизм пород происходили в условиях древней платформы, вдоль ее края, пограничного с впадиной Тихого океана.

К этому следует добавить, что в мезозое значительная часть Катазиатского массива была покрыта мощным чехлом средних и кислых вулканических излияний и туфов и вновь проплавлена крупными телами мезозойских гранитоидов, которые известны также и севернее в системе грабенообразных впадин низовьев р. Янцзы.

К Южно-Китайской платформе должен быть отнесен на северо-западе также Сиканский массив, который ранее считали принадлежащим к складчатым областям Центральной Азии. Он имеет в плане треугольную форму и отделен в районе г. Чэнду от остальной части платформы системой Лунменьшанских складчато-глыбовых структур. Эта система включает ряд горстовых массивов, осложненных складками и образующих горную гряду северо-восточного простирания длиной до 500 км. Она сопровождается Лунменьшанским прогибом, выполненным мезозойскими отложениями (триас — мел). Чехол Сиккимской части описанной платформы нарушен рядом крупных приразломных складок широтного и северо-западного простирания.

Цайдамский массив. Массив расположен к северу от Тибетской платформы и Сиккимского выступа Южно-Китайской платформы и отделен от них складчатой системой восточного Куньлуня и Циньлинской складчатой системой. Небольшой по площади Цайдамский массив представляет собой древнюю платформу, с северо-востока ограниченную складчатой системой Циньляншаня, которая отделяет ее от Алашанского массива Китайско-Корейской платформы.

Тибетская платформа (Тибетский массив). Орографически она является обширной высокогорной областью. С юга и юго-запада платформа ограничена складчатой областью Гималаев, которая отделяет ее от Индостанской платформы. В западной части фундамент платформы прикрыт рифейским, палеозойским и мезозойским чехлом. Лишь по краям на крайнем западе имеются выступы кристаллического основания. Наименее ясна восточная граница платформы. Эта часть в основном закрыта чехлом мезозойских и более древних пород с отдельными выступами (валами), сложенными дорифейским комплексом фундамента. Тибетская платформа, по-видимому, распространяется на восток до узкой складчатой системы Су-Луньшаня, которая отделяет ее от края Южно-Китайской платформы.

В пределах западной части рассматриваемой платформы у ее южного края, а также и в соседней Сиканской части Южно-Китайской платформы присутствуют массивы мезозойских гранитоидов.

Куньлунь-Циньлинский пояс Центральной Азии. Пояс расчленяется на две ветви, ограниченные краями древних платформ. Главную из них представляет область высокогорных хребтов Западного, Среднего и Восточного Куньлуня, образующая в плане широкий изгиб и достигающая общей длины около 3200 км. Вторая, Циньлинская, служит ее продолжением восточнее Цайдамского массива.

Хребты Куньлуня сложены мощными складчатыми метаморфическими толщами архея и протерозоя, геосинклинальными комплексами кембрия, ордовика и силура. Они подверглись складчатости в ордовике и силуре и были охвачены поднятиями в девоне и карбоне; воздымания сопровождались внедрением крупных гранитоидных интрузий. Система Куньлуня по своей истории развития относится к каледонским складчатым областям. На западе она граничит по крупным разломам с Памиром и отделена разломами от краев окаймляющих платформ. Формирование складчатой области Куньлуня произошло в каледонской межплатформенной геосинклинали.

Второе ответвление Куньлуня можно скорее всего видеть на юго-востоке Тибета, в складчато-глыбовой системе Су-Луньшаня (бассейн р. Ялунцзян), между Тибетской и Южно-Китайской платформами. Она ограничена зонами крупных разломов, которые сопровождаются телами пород ультраосновного состава. Ее прорывают крупные палеозойские интрузии гранитоидов. Ограничивающие систему разломы южнее, в Юнани, соединяются в единую широкую зону, которая сопровождается крупными телами ультраосновных пород в верховьях р. Меконг, а затем отклоняется к юго-востоку, ограничивая край Южно-Китайской платформы и протягиваясь к долине р. Да (Черной) на севере Вьетнама.

Цинлинская складчатая система широтного простирания длиной около 1000 км протягивается в почти широтном направлении через Центральный Китай. Она сложена палеозойскими отложениями, образующими синклинорий и два антиклинория, формирование кото-

рых закончилось в конце карбона, когда они были прорваны герцинскими гранитоидами.

Это самая крупная (после Куньлуня) и сложная складчатая система, разделяющая платформы Восточного Китая. На ее продолжении, еще восточнее, до устья р. Янцзы, располагается ряд более просто построенных грабенообразных впадин. Здесь выделяют Дахуншанский и Янцзы-Цянтанский авлакогены, заполненные палеозойскими складчатыми отложениями вплоть до пермских (Основы тектоники Китая, 1962).

В северной части Китая расположена еще одна обособленная межплатформенная складчатая система гор Циляньшань. Она сложена мощными толщами палеозоя, близкими по своему характеру к геосинклинальным, имеет северо-западное простирание и относится к числу каледонских с окончанием складчатости после силура и соответствующим гранитоидным магматизмом.

Индосинийская платформа. Платформа является самой южной в восточной Азии. Она отделена от Южно-Китайской упомянутой крупной зоной глубинных разломов бассейна Ляньцанцзяна (верхнего Меконга), а на юго-востоке в пределах Вьетнама — шовным прогибом р. Да (шириной до 40—50 км), заполненным метаморфизованными вулканогенно-осадочными толщами верхней перми, нижнего и среднего триаса мощностью до 8000 м, которые сопровождаются телами ультраосновных, основных и гранитоидных интрузий. Последние имеют возраст от 310 до 238 млн. лет (пермь—средний триас), что указывает на время окончания активных движений в этой шовной зоне (Салун, Гатинский, 1974).

Индосинийская платформа представляется в настоящее время одной из крупных и наиболее сложно построенных в восточной Азии. Она охватывает не только весь Индокитайский полуостров, но и значительную часть Таиланда, Бирмы и Малаккский полуостров. Западное ограничение платформы намечается по выходам протерозойского основания в бассейне среднего течения Иравади в Бирме. Платформа на очень обширных площадях закрыта мощным чехлом отложений от верхнего протерозоя до кайнозоя, причем в отдельных зонах этот чехол сложно дислоцирован и разломан. Дорифейское основание платформы располагается в пределах Контумского выступа на востоке Индосинийского массива, Пурсатского массива в районе юго-западной части Индокитайского полуострова и в нескольких местах на севере по окраине плато Шань (Бирма). Здесь они прослеживаются вдоль края зон разломов, ограничивающих платформу на северо-западе в междуречье Меконга и Иравади. Ее оконечность выступает к северу в виде клинообразного кристаллического массива между восточными отрогами Гималаев и палеозойской складчатой системой в верховьях р. Меконга (Кудрявцев и др., 1969).

Между этими выступами основания можно наметить три части платформы, прикрытые мощным осадочным чехлом и разделенные, видимо, крупными зонами ступенчатых разломов. Одна из них — западная — соответствует плато Шань северной Бирмы и прилегающей части Китая. Здесь на этой высокой поднятой части платформы осадочный чехол разбит на блоки, приподнятые на разную высоту, и осложнен внедрившимися юрскими гранитоидными интрузиями.

Вторая часть в бассейне р. Менамх расположена севернее Бангкока, относительно опущена и заполнена синийскими, палеозойскими и триасово-юрскими отложениями, разбитыми на ступени рядом крупных меридионально ориентированных разломов. Она в целом опущена, образуя значительный, осложненный разломами платформенный прогиб. Эта зона продолжается на Малаккском полуострове. Обычно ее относят к геосинклинальной Бирмано-Малайской системе, однако в ее строении нет настоящих геосинклинальных элементов и она сложена типичными платформенными песчано-сланцевыми и карбонатными сериями, выдержанными на значительном протяжении и имеющими большую мощность (тысячи метров).

Третья часть платформы в центре Индокитайского полуострова представляет пологую синеклизу Корат, построенную очень просто и заполненную палеозойскими и мезозойскими отложениями. К северу от этой впадины протягивается широкая складчатая полоса северной части Вьетнама, в которой палеозойско-триасовый чехол раздроблен системой разломов северо-западного простирания и осложнен приразломными складками, формирование которых закончилось в конце триаса. Триасовые отложения заполняют системы шовных грабенообразных впадин, а мощность их достигает здесь 5000 м. На севере эта зона отделена от Китайско-Корейской платформы упомянутой выше шовной зоной Черной реки. Здесь распространены триасовые и юрские гранитоиды (Салун, Гатинский, 1974).

Как для этой зоны разломов, так и для системы разломов Меконгской впадины характерно присутствие вдоль них крупных тел ультра-

основных пород, внедренных в мезозое. Это указывает на значительную глубинность разломов и высокую подвижность платформенных блоков, что очень сильно отличает рассмотренные складчатые системы от обычных платформенных структур.

Индосинийская платформа протягивается на юго-восток и восток под дном шельфовой части Южно-Китайского моря, и здесь граница ее пока неизвестна.

Индостанская платформа. Она расположена к югу от Средиземноморского пояса и занимает все пространство п-ова Индостан, а также прилегающие на северо-западе, северо-востоке и севере к горам Белуджистана, Гималаев и Бирмы низменные равнины низовьев Инда, Ганга и Брахмапутры. На юго-западе, юге и юго-востоке она обрезана берегами Индийского океана. На севере мощная складчатая цепь Гималаев отграничивает ее от Тибетской платформы, а на северо-востоке и востоке складчатые структуры Бирмы и Северного Вьетнама отделяют Индостанскую платформу от Южно-Китайской.

Бóльшая часть Индостанской платформы представляет собой обширный щит с выходами докембрийского основания на поверхность. Этот щит отделен от окаймляющих по периферии платформы складчатых горных областей системой широких и глубоких перикратонных впадин: на северо-западе — впадиной бассейна Инда, на севере — Ганга и на северо-востоке — впадиной района слияния Ганга и Брахмапутры (Муратов, 1964; Колотухина и др., 1975).

Наиболее древними в составе осадочного чехла Индостанской платформы являются верхнепротерозойские отложения, выполняющие ряд неглубоких впадин. Складчатые верхнепротерозойские породы аравалийской серии заполняют узкий длинный прогиб типа авлакогенов, вытянутый на несколько сот километров с северо-запада на юго-восток в районе Дели.

Поверхность самого щита в нескольких районах прикрыта чехлом протерозойских и рифейских отложений, заполняющих неглубокие впадины. Западная часть щита в районе Бомбея и плато Деккан глубоко погружена под мощный покров диабазовых излияний мелового и палеогенового возраста. Восточнее и юго-восточнее этой впадины располагается несколько рядов глубоких и узких грабенообразных впадин (авлакогенов). Они заполнены породами гондванской серии, главным образом континентальными отложениями по возрасту от позднего карбона, перми и триаса до средней юры. В гондванской серии присутствуют ледниковые отложения пермского материкового оледенения и многочисленные угленосные толщи. Кроме того, по берегам Бенгальского залива отмечаются окраинные неглубокие прибрежные депрессии, заполненные меловыми и палеогеновыми породами.

Средиземноморский пояс. Пояс объединяет складчатые области Южной и Западной Европы, Юго-Восточной Азии, а также побережья Северной Африки. Он отделяет Восточно-Европейскую платформу от Северо-Африканской; Таримскую, Тибетскую и Южно-Китайскую — от Индостанской, протягиваясь через весь материк от берегов Атлантического до Тихого океана. На участке между оконечностью Восточно-Европейской и Таримской платформ складчатые структуры Средиземноморского пояса непосредственно граничат со структурами Урало-Монгольского пояса, отделяясь от них лишь системой крупных глубинных разломов, идущих от п-ова Мангышлак на восток южнее Аральского моря и Гиссарского хребта к северному краю Таримской платформы.

В строении описываемого пояса участвуют байкальские и герцинские складчатые области, а также и кайнозойские — Альпийская и Индонезийская. Первые из них слагают несколько значительных по площади участков эпигерцинских платформ по периферии пояса. В строении каждого из таких участков крупные площади занимают байкальские складчатые структуры, слагающие значительные по размерам срединные массивы, окаймленные и разделенные более узкими полосами герцинских складчатых систем.

Один из самых больших по площади участков эпигерцинской платформы — Западно-Европейский — охватывает значительную область Центральной и Западной Европы от юго-западной Польши до Атлантического побережья Франции, а также почти весь Пиренейский полуостров и юго-западную часть Великобритании. В его пределах выделяют три крупных расколотых на части байкальских массива: Молданубский, Испанской Месеты и Аквитанский (Богданов, 1961).

Молданубский массив протягивается от Чехословакии (Чешский массив) через массивы Шварцвальда и Вогезов к Центральному массиву Франции и далее слагает фундамент Парижского бассейна до Армориканского полуострова на западе. В пределах этого огромного эпибайкальского блока присутствуют включенные в него несомненно более древние протерозойские и, может быть, и архейские массивы

(Богданов, 1962; Тектоника Европы, 1964; Руттен, 1972).

Массив Испанской Месеты занимает значительную часть центральной площади и восточную часть Пиренейского полуострова.

Третий массив слагает основание Аквитанской впадины на берегу Бискайского залива. Метаморфические породы встречены в последние годы скважинами (Debelmas, 1974).

Между массивами расположены узкие герцинские складчатые области. Одна из них протягивается широтно через ГДР, ФРГ и Бельгию и разделяется на Рено-Герцинскую и Саксо-Тюрингенскую складчатые системы. Главный этап развития первой из них продолжался с силура; второй — с ордовика и до среднего карбона (судетская фаза складчатости), орогенный этап — с середины карбона до середины ранней перми. Вторая протягивается от юго-западного побережья Арморикапского полуострова к юго-востоку, окаймляя Срединный массив Франции, и уходит под чехол Парижского бассейна, соединяясь, по-видимому, с Саксо-Тюрингенской системой. Третья слагает осевую часть Пиренеев, а также, вероятно, охватывает Черную гору; четвертая, Иберийкой Месеты, охватывает значительную западную часть Пиренейского полуострова, простираясь с севера на юг с некоторым поворотом к востоку.

В пределах охарактеризованной эпигерцинской платформы Западной Европы широко распространены участки впадин, где основание погружено под осадочный чехол мезозойских и кайнозойских отложений. Крупнейшими впадинами являются Парижский бассейн, Аквитанская впадина на западе Франции и Ронская на юге.

Вторым участком молодой платформы служит площадь Средне-Европейской плиты, вероятно, обладающей байкальским складчатым основанием.

Третья эпигерцинская платформа расположена в пределах Марокко, Алжира и Туниса. Герцинская складчатая область вместе с отдельными байкальскими массивами слагает горную гряду Высокого Атласа и прослеживается полосой к востоку вдоль края Северо-Африканской платформы до южной Сицилии.

Последняя эпигерцинская платформа связана с северным побережьем Черного моря, Северным Кавказом и Закаспием. В западной части, в низовьях Дуная, расположена Мизийская плита, а в более восточной части — Скифская плита, которая сменяется восточнее Каспийского моря Туранской. Первая характеризуется наличием в составе ее чехла палеозойских пород и, следовательно, обладает байкальским основанием, вторая состоит из отдельных массивов с байкальским фундаментом, разделенных узкими зонами герцинских складчатых систем. Участок герцинской складчатой системы слагает, кроме того, отрезок северной части хребта Большого Кавказа между реками Белой и Тереком.

Альпийская складчатая область. Наиболее внутреннюю часть Средиземноморского пояса образует Альпийская складчатая область, которая протягивается вдоль берегов Средиземного моря от Бетских Кордильер на юге Испании, Балеарских островов и Кабильских хребтов северного побережья Марокко, Алжира и Туниса через Апеннины, Альпы, Карпаты, Динарские горы Югославии и Греции, Балканский полуостров, Горный Крым и Керченский полуостров, бóльшую часть Кавказа, Малую Азию. Далее она продолжается в пределы Ирана и Афганистана, охватывая горы Загроса, Гиндукуша и Белуджистана, а также внутреннюю часть Ирана (Иранское нагорье) и Южного Афганистана. Еще дальше к востоку Альпийская складчатая область сильно и резко сужается и прослеживается в Гималаи, представляющие последний ее узкий, хотя и очень длинный (2000 км) отрезок, который окаймляет Индостанскую платформу. Этим отрезком Альпийская складчатая область заканчивается.

Геосинклинальные прогибы рассматриваемой области заложились вдоль разломов на складчатом байкальском и палеозойском (герцинском) основании. Наиболее ранние из них, например в Альпах и на Большом Кавказе, возникли в конце триаса — начале юры. Они заполнялись мощными сланцевыми и вулканическими толщами. Вместе с тем имели место основные интрузии и внедрения гипербазитов. В середине мела проявилась складчатость и был отмечен первый этап формирования в Альпах крупных надвигов и покровов. В то же время на срединных массивах накапливался чехол маломощных осадочных толщ. В течение мела продолжалось развитие геосинклинальных прогибов и заложились новые системы трогов. Для мела и палеогена характерно заполнение их флишевыми формациями. Главный этап закончился складчатостью и поднятиями в конце палеогена, местами внедрялись гранитоидные тела. В неогене происходили поднятия орогенного этапа и одновременно формировались краевые и межгорные впадины, во многих случаях образовавшиеся на срединных массивах. Их осадочные толщи подверглись складчатости

и местами (Альпы, Кавказ и др.) произошло образование крупных покровов. Для конца орогенного этапа характерно широкое проявление наземного вулканизма (Милановский, Короновский, 1973).

Существенно отличается от других частей Альпийской складчатой области высокогорная гряда Гималаев (Гансер, 1967). Она представляет широкую полосу в основном докембрийских метаморфических толщ огромной мощности, образующих систему осложненных складками крупных чешуй и покровов, надвинутых к югу и юго-западу в сторону древней платформы. От последней край Гималаев отделен узким и глубоким неогеновым краевым прогибом, заполненным сиваликскими отложениями (моласcой) миоцен-плиоценового комплекса. Прогиб частично перекрыт фронтальным надвигом, что определяет послемиоценовый возраст последнего. Главный или центральный надвиг имеет черты гигантской чешуи, разделяющей Низкие и Высокие Гималаи. Палеозойские и мезозойские (до юры) породы участвуют в строении этих чешуй, образуя местами незначительные по мощности толщи, типа чехла поверх докембрия (Спити и другие районы). На севере вдоль долины рек Инда и Цангпо Гималаи ограничены рядом узких шовных прогибов, заполненных мощными меловыми отложениями (флиш Инда) и офиолитовым комплексом, сопровождаемыми экзотическими глыбами разных пород. Меловой флиш и офиолиты образуют местами покровы, надвинутые к югу. Время окончательного формирования покровной структуры Гималаев — плиоцен, что устанавливается по залеганию фронтальных покровов на миоценовых отложениях.

Самое восточное положение в полосе складчатых областей Средиземноморского пояса занимает Индонезийская складчатая область, включающая весь Индонезийский архипелаг и часть Филиппинского. Она начинается на западе Бирмы Араканской системой складок, вытянутых с севера на юг, затем охватывает все большие острова Индонезии (Суматру, Яву, Сулавеси, часть Калимантана), всю дугу малых островов и представляет собой очень молодую складчатую область, состоящую из нескольких рядов поднятых гряд, разделенных глубокими впадинами. Их сопровождает система глубоких узких желобов (Яванский желоб, впадина Банда и др.), вытянутых вдоль этих гряд. Как известно, многие острова Индонезии характеризуются сильным проявлением вулканизма и сейсмической активностью, что отражает высокую современную активность движений земной коры. Все это и дает основание считать, что Индонезийский архипелаг с разделяющими его желобообразными впадинами морского дна является современной геосинклинальной областью.

На востоке Индонезийская складчатая область сливается с окраиной Тихоокеанского пояса, к которой относятся Филиппинские острова и Новая Гвинея.

Складчатые области побережья Тихого океана. К востоку от Колымской, Сибирской, Китайско-Корейской и Южно-Китайской платформ расположен целый ряд складчатых областей различного возраста, которые образуют здесь часть Тихоокеанского пояса (Пущаровский, 1972).

Непосредственно восточнее Буреино-Хинганского массива расположена Сихотэ-Алинская складчатая область, имеющая палеогеновый возраст складчатости. Ее мощный геосинклинальный комплекс осадочно-вулканогенных формаций начал отлагаться в силуре и накапливался до позднего мела (Салун, 1974). Орогенный комплекс моласс образовался в конце мела и в палеогене. Продолжением области на севере, видимо, является близкая по возрасту складчатая система полуостровов Кони и Тайгонос на северном побережье Охотского моря, которая продолжается далее в Западно-Корякской системе, выделенной в последние годы вдоль долины р. Пенжины и Пенжинской губы. Она характеризуется еще более мощным геосинклинальным комплексом, наличием раннеорогенного (конца юры — начала мела) и близкого по возрасту позднеорогенного комплексов. По разломам здесь выступают местами основные и ультраосновные породы меланократового комплекса земной коры. Орогенный этап сопровождался гранитоидным магматизмом (Гальцев-Безюк и др., 1974).

К другой складчатой области принадлежит Корякское нагорье; в пределах восточной части последнего формирование геосинклинального комплекса закончилось в позднем мелу, а орогенные впадины заполнялись молассовыми формациями вплоть до конца эоцена. Еще более молодой является складчатая область, объединяющая южную часть Корякского нагорья и западную Камчатку. Развитие этой области фиксируется с мела и продолжалось до середины или конца неогена. С орогенным этапом на Камчатке связан интенсивный вулканизм, продолжающийся до настоящего времени. Более южная область Сахалина и Японии (М. Масао, Г. Масао, Ф. Мицуо, 1968; Меланхолина, 1972) характеризуется присутствием

вытянутой с севера на юг вдоль тихоокеанского берега и больших островов древней системы глубоких эвгеосинклинальных прогибов. Они возникли в середине палеозоя и интенсивно прогибались в мезозое вплоть до конца мела. В палеогене и раннем неогене был орогенный этап с формированием молассовых комплексов.

Значительная площадь западной части Сахалина и больших островов Японии вместе с впадиной Японского моря представляет, по-видимому, часть обширного древнего массива, вероятно, являвшегося ранее продолжением Хингано-Буреинского массива. Он обладает скорее всего позднепротерозойским (байкальским) складчатым фундаментом (Shibata e. a., 1972), прикрытым на большей части чехлом верхнепалеозойских, мезозойских и кайнозойских отложений, которые во многих районах Японии местами сложно дислоцированы.

Самой молодой на побережье Азии является область островных дуг западной части Тихого океана, которую представляют подводные гряды, растущие со дна, увенчанные вулканическими конусами и разделенные глубокими межостровными котловинами. Наиболее важными звеньями этой области являются Алеутская дуга, котловина южной части Берингова моря, Курильская дуга (Сергеев, 1976), котловина южной части Охотского моря, котловина Японского моря, острова Рюкю, дуги Бонин и Марианская, часть Каролинских островов и обширная сложная впадина Филиппинского моря.

Структурные элементы, образовавшиеся после окончания геосинклинальных процессов. После окончания процессов развития геосинклинальных областей происходило образование новых элементов структуры континентов, играющих значительную роль. К ним относятся участки блоковых поднятий земной коры в неогене, которые привели к образованию таких обширных материковых плато, как Сибирская платформа, часть Восточно-Европейской, Центрального Казахстана и др. Тогда же образовались опущенные участки отдельных блоков земной коры с возникновением обширных шельфов по окраинам континентов.

Более существенные поднятия связаны с процессами эпиплатформенного орогенеза, которые приводили к возникновению значительных воздыманий участков платформ с образованием горного и высокогорного рельефа. Эпиплатформенный орогенез наиболее интенсивно проявился в Центральной Азии и привел к образованию протяженных и высоких горных цепей Тянь-Шаня, Алтая, Монгольского Алтая, Восточного Саяна, Прибайкалья, Станового хребта, а также Памира, Тянь-Шаня, Тибета и Гималаев. Такое же происхождение имеют Верхоянский хребет, Большой Хинган и многие другие.

Возраст эпиплатформенного орогенеза Центральной Азии наиболее отчетливо определяется в Тянь-Шане, где на размытую поверхность складчатых структур позднепалеозойского возраста налегает чехол молодой платформы — морские и континентальные отложения юры, мела и эоцена. Этот чехол перекрыт молассовыми формациями эпиплатформенного орогенного этапа, которые образовались одновременно с ростом горных гряд за счет их размыва. Они начинают отлагаться с олигоцена и свидетельствуют о том, что эпиплатформенный орогенез начался с конца палеогена и происходил в течение неогена до четвертичного периода.

В Прибайкалье процессы поднятия земной поверхности сопровождались образованием системы глубоких впадин (грабенов) — оз. Байкал и соседних котловин (Баргузинская, Верхне-ангарская, Чарская и др.). Они образуют здесь рифтовую зону, осложняющую поднимающийся свод. Сходное строение и возраст имеет система впадин Верхнего и Нижнего Рейна (Рейнский грабен).

С системой крупных разломов по периферии Тихого океана связано образование Охотско-Чукотского вулканического пояса, протягивающегося от Чукотки вдоль берега Охотского моря. Вулканические комплексы этого пояса формировались в течение двух этапов — с апта до турона (андезитовая формация) и с сенона до палеоцена (липариты, андезиты, базальты).

Наконец, в пределах Средиземноморского пояса в связи с новейшей тектонической активностью образовалась целая система глубоких впадин земной коры, заполненных водами внутренних морей. Это глубокие котловины южной части Каспийского моря, Черного и Мраморного морей, восточной части Средиземного моря (Левантинская), Ионического, Тирренского, Лигурийского и Балеарского морей и, наконец, Альборанского на крайнем западе (Буланже и др., 1975). О них речь будет идти ниже.

1.2.2. Африка и Аравийский полуостров

Материк Африки при его огромной площади имеет по сравнению с Евразией значительно более монолитное строение. В пределах Африки

выделяется три древние платформы: Северо-Африканская, Южно-Африканская и Ангольская. Вместе с ними следует рассмотреть также Аравийскую платформу. Хотя она географически относится к Азии, но по своему строению и истории развития тесно связана с тектоническими элементами Африки (Хаин, 1971; Геология и полезные ископаемые Африки, 1973; Тектоника Африки, 1973).

Перечисленные платформы разделены на значительном пространстве складчатыми областями позднепротерозойского возраста (байкальскими), образующими Внутриафриканский пояс (Штрейс, 1964; Муратов, 1972). Кроме того, в пределы Африки входит, как уже упомянуто выше, участок Средиземноморского пояса, представленный разновозрастными складчатыми областями на побережье Марокко, Алжира и Туниса. К нему же, вероятно, относится и небольшой участок восточной оконечности Аравийского полуострова на берегу Оманского залива.

Северо-Африканская древняя платформа охватывает почти всю Северную и Центральную Африку до бассейна р. Конго (Заир) включительно. Северо-Африканская платформа является одной из наиболее крупных по размерам древних платформ. Обширные выходы кристаллического фундамента протягиваются в ее пределах в виде широкой полосы вдоль северного побережья Гвинейского залива и далее на восток, пересекая материк, до верховьев Нила. Глубокой грабенообразной впадиной Бенуэ у устья р. Нигера она разделена на две части: западную — Сьерра-Леонский и восточную — Большой Центрально-Африканский щиты. Первый, в свою очередь, разделен на две части асимметричной синеклизой Вольты.

Северная половина платформы на огромном пространстве скрыта чехлом осадочных отложений — от позднедокембрийских до четвертичных. В пределах Сахарской и Ливийской плиты располагается несколько выступов фундамента, вытянутых в один ряд. Самые крупные из этих выступов — западные — Регибатский и Ахаггарский щиты в Сахаре; восточные выступы — массив Кемет и антеклиза Уэнат в Ливийской пустыне — имеют более ограниченные размеры. К югу от Регибатского и Ахаггарского щитов находятся четыре крупные синеклизы: Сенегальская, Таудени, Сокото и оз. Чад, заполненные палеозойскими и мезозойскими отложениями.

На востоке платформы большие выступы основания располагаются на побережье Красного моря (Красноморский щит). К югу от него на территории Эфиопии находится участок зоны африканских разломов (рифтов). К югу от Центрально-Африканского щита фундамент платформы распространяется к югу в бассейн р. Конго. Здесь располагается большая округлая синеклиза Конго.

Южно-Африканская древняя платформа. Она занимает всю южную оконечность материка от устья р. Оранжевая до Мозамбика и далее до Дар-Эс-Салама. Обособленный ее участок слагает и о-в Мадагаскар, а также, по-видимому, дно Мозамбикского пролива.

Наиболее крупные выходы пород древнего фундамента платформы расположены на востоке, в пределах Мозамбика, Южной Родезии и восточного побережья Южно-Африканской Республики. Есть небольшие выступы его в центре и на западе последней, а также на значительной площади восточного Мадагаскара.

Северо-западная часть платформы занята синеклизой пустыни Калахари, заполненной мезозойскими и кайнозойскими отложениями. В центре платформы к северу от р. Вааль, в провинции ЮАР — Трансваале, находится обширная площадь распространения древнего протоплатформенного чехла нижнего протерозоя с возрастом около 2000 млн. лет. Южнее расположена значительная по размерам впадина Карру, протягивающаяся от Капских гор и юго-восточного берега Африки на северо-восток в бассейн р. Оранжевая. У южного ее края в Капских горах палеозойские породы осадочного чехла образуют ряд складок, вытянутых в юго-восточном направлении, а затем почти широтных.

Аравийская древняя платформа. Платформа пока может быть выделена только предположительно в пределах восточной части Аравийского полуострова, покрытого мощным чехлом осадочных пород. Западная часть полуострова вдоль побережья Красного и Средиземного морей и его центральная часть сложены позднепротерозойскими (байкальскими) складчатыми структурами. Их обширные выходы наблюдаются к востоку от Красного моря.

Полуостров Сомали представляет участок древней платформы с выходами гнейсового основания севернее Могадишо, на остальной части полуострова прикрытого осадочным чехлом.

Ангольская древняя платформа имеет ограниченные размеры и вытянута вдоль берега Атлантического океана. Складчатое основание ее сложено архейскими гнейсами, простирание их складчатых структур северо-северо-восточное. С востока платформа ограничена относи-

тельно узкой Западно-Конголезской складчатой системой, вытянутой к юго-востоку вдоль хр. Майомбе.

Внутриафриканский складчатый пояс. Складчатые системы, которые разделяют края Северо-Африканской, Южно-Африканской и Аравийской платформ, образуют протяженный миогеосинклинальный складчатый пояс, пересекающий с некоторым перерывом весь материк с юго-запада на северо-восток.

Строение пояса очень сложное. В его пределах можно различить две большие части — юго-западную (Кибаро-Катангскую) между берегом Намибии и оз. Виктория и северную (Красноморскую), примыкающую к берегам Красного моря. Каждая из них включает отдельные архейские глыбы, участки раннепротерозойских складчатых структур и позднепротерозойские складчатые области. В последних окончание процессов складчатости и тектонической активности происходило в позднем протерозое (кибарская орогения — 900—1100 млн. лет и катангская — 500—600 млн. лет назад).

По северной периферии Кибаро-Катангской части пояса в районе оз. Виктория распространены эпикратонные складчатые системы Кибара-Урунди-Карагве-Анколе, в которых окончание процессов осадконакопления и деформаций произошло в эпоху кибарской складчатости (900—1300 млн. лет назад). Южнее, в пределах Замбии, и на юго-западе Африки, в Дамаре, бо́льшую площадь пояса слагает Дамара-Катангская область, сложенная мощными верхнерифейскими сланцевыми толщами, с орогенией в конце протерозоя (510—620 млн. лет. назад).

Обособленное положение занимает узкая длинная складчатая область, расположенная параллельно берегу Атлантического океана, вдоль гор Майомбе в Анголе и Конго. Эта Западно-Конголезская область отделяет Северо-Африканскую платформу от Ангольской и имеет позднепротерозойский возраст складчатости (катангская орогения).

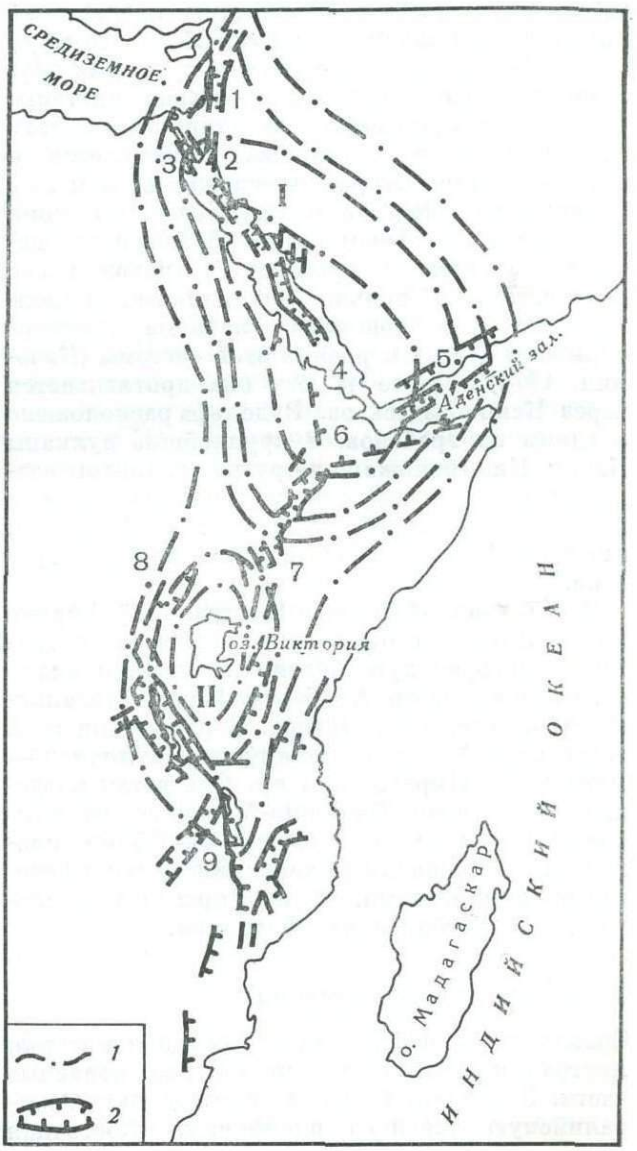
Красноморская складчатая область слагает значительную площадь в Аравии и по восточному и западному берегам Красного моря. Она имеет длительную историю развития и закончила свое формирование процессами складчатости и внедрением гранитов Дара с возрастом 625 млн. лет.

В Восточной Африке вдоль побережья протягивается длинная зона относительно молодых метаморфических пород, получившая название Мозамбикского пояса. Это гнейсы и кристаллические сланцы амфиболитовой фации метаморфизма с пачками кварцитов и карбонатных пород. Большинство исследователей считают, что это — архейские породы, подвергшиеся молодому метаморфизму, возраст которого 500—650 млн. лет.

Рис. 1.3. Аравийско-Африканский рифтовый пояс. Составил В. В. Белоусов

1 — условные изогипсы сводов (I — Нубийско-Аравийский, или Эритрейский, II — Восточно-Африканский); *2* — сбросы (штрихи в сторону опущенного крыла)

Цифры на рисунке — отдельные грабены: 1—Мертвого моря, 2 — Акаба, 3 — Суэцкий, 4 — Красного моря, 5 — Аденский, 6 — Эфиопский, 7 — восточная часть Восточно-Африканского рифта (рифт Грегори), 8 — западная часть Восточно-Африканского рифта, 9 — Ньяса



Восточно-Африканская рифтовая система. Материк Африки и п-ов Аравия пересечены с севера на юг очень сложной молодой зоной нарушений, получившей название Восточно-Африканской рифтовой системы (Белоусов, и др., 1974). Она прослеживается в меридиональном направлении на 6500 км в длину почти от границы Турции и Сирии до Мозамбикского пролива.

Эта система включает крупные сводовые и глыбовые поднятия, ограниченные и раздробленные разломами и многочисленными грабенами. Она вытянута в виде узкой зоны разломов параллельно восточному берегу Средиземного моря в Сирии и тянется через Ливан, грабен Мертвого моря и Иорданию. Южнее крупнейший рифт этой системы представлен впадиной, заполненной водами Красного моря (рис. 1.3). На юге он сочленяется с двумя другими крупными ветвями рифтовой системы. Одна из них представлена широким рифтом Аденского залива, который простирается к северо-востоку. Вторая прослеживается к югу от впадины Афар на берегу Красного моря через нагорье Эфиопии, где образование системы разломов и грабенов сопровождалось исключительно сильной вулканической деятельностью и обширные лавовые покровы скрывают детали строения этой системы (Казьмин, 1974). Далее к югу она протягивается через Кению, здесь оз. Рудольфа расположено в одном из грабенов, а крупнейшие вулканы Кения, Килиманджаро и другие подчинены разломам на флангах этой системы. Южнее она пересекает Танзанию и уходит в Мозамбик, где оз. Натрон также заполняет впадину грабена.

Вдоль главной ветви в Центральной Африке протягивается вторая зона разломов и грабенов, которая дугообразно изогнута и включает грабены озер Альберта, Киву, Танганьика, а на юге — оз. Ньяса. С разломами этой ветви связан также ряд крупных вулканов — Рувензори, Нирагонга и др. Обе ветви разделены обширным Восточно-Африканским глыбовым поднятием с высотами 1—1,5 км, сложенным в основном архейскими метаморфическими комплексами. В его пределах расположено неглубокое оз. Виктория.

1.2.3. Австралия и Океания

Сравнительно небольшой по площади материк Австралии подразделяется на две неравные части. Западная, бóльшая, представляет Австралийскую древнюю платформу. Восточная Австралия вместе с прилегающими системами островов, включая Новую Гвинею и Новую Зеландию, относится к продолжению Тихоокеанского складчатого пояса, который протягивается сюда из Восточной Азии. Совершенно так же, как в азиатской части, в пределах этого сегмента Тихоокеанского пояса можно выделить несколько областей: позднепротерозойскую складчатую область Аделаиды, палеозойскую восточного побережья Австралии, кайнозойскую, охватывающую большие острова: Новую Гвинею, Новую Каледонию, Новую Зеландию и, наконец, самую молодую область периферии Тихого океана, включающую системы островных дуг и глубоководных желобов.

Австралийская платформа с трех сторон — севера, запада и юга обрезана берегом моря, Восточная часть на большом пространстве прикрыта осадочным чехлом Большого Артезианского бассейна, который скрывает зону сочленения древней платформы с байкальскими и палеозойскими складчатыми областями. На севере платформы в составе чехла большую роль играют породы нижнего — среднего, а также верхнего протерозоя, достигающие значительной мощности. В строении синеклиз участвуют, кроме того, палеозойские, мезозойские и кайнозойские отложения чехла.

На западе платформы расположен самый крупный выступ кристаллического основания— Калгурли-Йоркский щит. С запада он ограничен узкой и глубокой прибрежной впадиной, заполненной мощными осадочными толщами палеозоя, мезозоя и кайнозоя. Эту Карнарвонскую (на севере) и Пертскую (на юге) впадины от щита отделяет система крупных разломов. На востоке кристаллическое основание постепенно уходит под осадочный покров, а далее снова выступает в Центральной Австралии. В пределах этого выступа среди докембрийских образований в горах Амадеус протягивается широкая полоса складчатых пород, относимых к верхнему докембрию или нижнему палеозою, которые заполняют здесь прогиб близкого к широтному простирания. С севера описываемый щит ограничен сравнительно небольшой синеклизой Кэннинг, за которой на севере Австралии расположена третья область выходов кристаллического основания, щит Кимберли-Дарвина, на значительном пространстве прикрытый тонким осадочным покровом. Четвертый выступ кристаллического основания находится в Южной Австралии на п-ове Эйре (Brown a. o., 1968; Н. А. Богданов 1975; Борукаев, 1976).

В пределах складчатого пояса Восточной Австралии выделяется три области, последовательно сменяющих друг друга: байкальская складчатая область района Аделаиды, Тасманская каледонская область, идущая через район Мельбурна, и самая восточная герцинская зона Новой Англии, вытянутая от Сиднея к северу.

Область Аделаиды сложена очень мощным (более 10—12 км) комплексом терригенных и вулканогенных отложений, образующих сложную складчатую систему.

Тасманская (или Лакланская) область сложена палеозойскими толщами, формирование складчатой структуры которых закончилось в раннем девоне. Мульды орогенного этапа заполнены отложениями и эффузивами верхнего девона и карбона. Область Новой Англии состоит из складчатых толщ нижнего палеозоя — девона и карбона, которые перекрыты пермскими и триасовыми эффузивами и угленосными отложениями, образующими орогенный комплекс.

К кайнозойской Новозеландской складчатой области относятся острова Новой Гвинеи вместе с прилегающими к ней Новой Каледонией и Новой Зеландией.

К области островных дуг принадлежат гряды Адмиралтейства, Соломоновы острова, Новые Гебриды вместе с котловиной Кораллового моря, которую они окаймляют, дуга Фиджи, Тонга, Кермадек, а также, видимо, и разделяющая их котловина Тасманова моря к западу от Новой Зеландии.

1.2.4. Северная Америка

Северо-Американская древняя платформа составляет остов материка Северной Америки и охватывает также Баффинову Землю, Гренландию и ряд прилежащих островов. Обширная площадь выходов на поверхность ее кристаллического основания образует Канадский щит. С запада платформу окаймляет полоса складчатых областей разного возраста, отделяющих ее от Тихого океана, а с востока она обрамлена палеозойскими складчатыми областями, которые отделяют ее от Атлантического океана. С севера платформа окаймлена Арктической палеозойской складчатой областью, расположенной на островах Арктического архипелага в пределах Северной Гренландии.

Канадский щит является самой большой областью выходов кристаллического основания древних платформ. К югу и юго-западу кристаллические породы постепенно погружаются под осадочный чехол покрова платформы (Вопросы тектоники..., 1970; Stockwell a. o., 1970; Кропоткин и др., 1971; Кинг, 1972).

Кристаллическое основание платформы образует ряд выступов и впадин, а чехол сложен мощным осадочным комплексом от верхнего протерозоя и кембрия до четвертичных отложений. Центральное положение в пределах плиты занимает широкая вытянутая к юго-западу от Верхнего озера антеклиза Немаха, сводообразно поднятая часть которой на севере именуется поднятием Сиу.

К западу от Канадского щита, между его краем и Скалистыми горами, располагается широкая и вытянутая на 3000 км огромная асимметричная (перикратонная) впадина, разделяемая на два бассейна — Альберта и Виллистон.

В более южной части, к западу от антеклизы Немаха, находится впадина Денвер, которая в свою очередь ограничена очень сложно построенной грядой Ларами и других глыбовых поднятий Южных Скалистых гор в пределах штатов Колорадо и Вайоминга. Гряда, поднятая в начале палеогена, как бы отсекает от остальной части изолированный ею юго-западный угол платформы — плато Колорадо, имеющее сложное строение и распадающееся на ряд второстепенных депрессий и выступов. К югу от антеклизы Немаха расположена относительно узкая и почти широтная грабенообразная впадина (авлакоген) Андарко с глубинами фундамента до 8000 м. С юга она ограничена вытянутым вдоль него глыбовым поднятием (горстом) Уичита. К востоку от антеклизы Немаха находится плоская вытянутая вдоль нее впадина, которая восточнее ограничивается системой поднятий — Висконсинским сводом на севере близ берега оз. Верхнего и Озаркским сводом на юге.

У восточного края платформы располагаются две округлые синеклизы — Иллинойса на юге и отделенная от нее седловиной глубокая впадина Мичиган на севере, в районе Великих озер. Восточнее систему впадин окаймляет узкая длинная антеклиза Цинциннати, которая отделена от Аппалачских гор только Пенсильванским прогибом.

Складчатая область Аппалачей. Эта область на побережье Атлантического океана, в Гренландии, на Ньюфаундленде и в Восточной Канаде, а также на северо-востоке США (в Новой Англии) является каледонской по возрасту складчатости. Она образовалась в результате развития системы эвгеосинклинальных и миогеосинклинальных прогибов, из которых наиболее ранние заложились в середине позднего

протерозоя, другие — в кембрии и ордовике. Между ними протягивались геоантиклинали, среди которых главной является протяженная геоантиклиналь Зеленых и Голубых гор, сопровождаемая зоной выходов на поверхность офиолитового комплекса.

До второй половины ордовика в области происходило формирование осадочных и вулканических толщ. В конце ордовика начались крупные поднятия и складчатость с образованием больших надвигов (Таконский шарьяж). В основании крупного покрова были надвинуты на запад породы офиолитового комплекса — гипербазиты, габбро, эффузивы (Роджерс, 1968; Пейве, 1973). В силуре и начале девона в прогибах продолжались осадконакопление и вулканизм. Новые крупные поднятия в середине девона сопровождались складчатостью (акадская складчатая эпоха) и внедрением гранитоидных интрузий. Этим главный геосинклинальный этап на севере Аппалачей закончился. Затем произошло образование систем межгорных впадин и грабенов с молассовыми формациями девона и карбона (Канада, о-в Ньюфаундленд). В южной же части Аппалачей вдоль края области продолжал развиваться миогеосинклинальный прогиб. В карбоне и перми здесь возник Предаппалачский прогиб орогенного этапа, осложненный складчатостью. Из-за более позднего окончания складчатости (в начале перми) южную часть Аппалачей, примерно от широты Нью-Йорка, относят к герцинским складчатым областям. На юге, в Джорджии и Алабаме, складчатые структуры Аппалачей скрываются под чехлом платформенных отложений; под чехлом складчатая область продолжается до Алабамы. Далее она принимает широтное простирание, протягиваясь вдоль берега Мексиканского залива на запад через складчатую систему Уичита до территории Мексики. Эпигерцинская плита охватывает, таким образом, значительную площадь атлантического побережья и берегов Мексиканского залива в пределах штатов Алабама, Миссисипи, Техас и Флорида. Она продолжается и на территории Мексики, а также на п-ове Юкатан и под дном Мексиканского залива.

Тихоокеанский пояс Северной Америки имеет очень сложное строение и длительную историю. К нему относятся складчатые области между краем древней платформы и берегом океана, включая всю цепь Кордильер Тихоокеанского побережья. При этом можно наметить ряд зон, последовательно сменяющихся с востока на запад.

Самая восточная зона Скалистых гор, прилегающая к древней платформе и отделенная от нее краевым прогибом мелового возраста, представляет собой область, лишенную магматизма и характеризующуюся платформенными толщами рифея и миогеосинклинальными формациями палеозоя и мезозоя. Эти комплексы образуют чешуйчатую структуру, будучи разделены на блоки, последовательно надвинутые с запада на восток. От ненарушенной части платформы зона отделена во многих районах фронтальным надвигом и системой краевых прогибов, заполненных меловыми отложениями. Складчато-глыбовые структуры образовались в конце мела (ларамийская эпоха складчатости).

Следующая зона развивалась начиная с рифея как миогеосинклинальный прогиб, осложненный складчатостью. Далее на запад располагалась третья зона, которая развивалась как большой эвгеосинклинальный прогиб, заложенный в середине рифея. В нем формировались мощная толща эффузивов Виндермаейр (750—800 млн. лет) и осадочные толщи (более 15—17 км мощности).

Развитие геосинклинали продолжалось в течение палеозоя до триаса и юры и закончилось в конце юры невадийской эпохой складчатости. При этом в осевой зоне образовался крупный гранито-гнейсовый диапир, а покрывающие его толщи надвинуты здесь на восток. Узкой кордильерой, представлявшей вулканическую дугу островов, эта зона была отделена от следующей системы прогибов, в которых осадочно-вулканические толщи, накапливающиеся с ордовика и силура, достигают также огромной мощности.

Несколько более молодой по времени заложения является более западная зона Кламат. Она также была отделена от предыдущей зоны вулканической дугой (геоантиклиналью) Ванкувер-Каскадных гор. Здесь геосинклинальный процесс с основным вулканизмом начался с карбона и продолжался до мезозоя. В этой зоне накопилась огромная толща грауваккового-кремнистых пород, андезитов и туфов.

Главными эпохами складчатости во всем поясе Кордильер Северной Америки являлись невадийская (на рубеже юры и мела) и ларамийская (в конце мела). С последней связано образование поднятий орогенного этапа и формирование огромных по размерам гранитных батолитов, вытянутых на всем протяжении пояса от Аляски до Калифорнии. Они имеют в большинстве меловой возраст (батолиты Сьерры-Невады и Айдахо), но некоторые являются юрскими и раннепалеогеновыми.

Складчатая область Кордильер Северной Америки протягивается на юг в Мексику до крупной поперечной системы разломов, вытянутых вдоль хребта Сьерра-Мадре-дель-Сюр, которые обрезают все структуры Мексики и Гватемалы, ограничивая их с юга.

Геосинклинальную область к западу от батолита Сьерра-Невады обычно отделяют от Кордильер и относят к обрамлению Тихого океана. В ней развивалась система эвгеосинклиналей, которые заполнялись францисканской серией юрско-мелового возраста (Блейк, Джонс, 1974), состоящей из мощнейших кремнистых и граувакковых метаморфических толщ. На востоке она ограничена зоной крупного разлома с выходами ультрабазитов. В более позднем этапе развития — в палеогене и неогене — накапливаются значительные по мощности комплексы палеогеновых и неогеновых осадочно-вулканических пород.

Эта область кайнозойской складчатости, сохранившая местами свою высокую подвижность до настоящего времени, начинается на северо-западе дугой Алеутских островов, потом тянется с перерывом по побережью Аляски, Канады и Соединенных Штатов Америки, образуя систему береговых хребтов. Последние наиболее хорошо представлены в штате Калифорния и продолжаются далее на юг вдоль Калифорнийского полуострова. В Мексике эта зона отсутствует, но после перерыва появляется на побережье Панамского перешейка в Коста-Рике, а также в Колумбии.

Область Береговых хребтов осложнена в Калифорнии протяженной системой разломов Сан-Андреас, заложенной в палеогене и до сего времени являющейся активной сейсмической зоной с многочисленными эпицентрами землетрясений, в том числе катастрофическими. Она протягивается на несколько сот километров, причем в ней доказаны значительные сдвиговые смещения вдоль главных линий разломов (правосторонний сдвиг).

В Центральной Америке область кайнозойских складчатых структур разделяется на две ветви. Одна из них прослеживается к востоку, образуя большие острова — Кубу, Гаити, Пуэрто-Рико и Антильские, другая идет к юго-востоку через Панамский перешеек на соединение с Андами.

Восточная представляет островную дугу, сходную по своему строению с подобными же дугами на азиатском побережье Тихого океана. Дуга Малых Антильских островов соединяет Кубу и Пуэрто-Рико с Тринидадом и Андами Венесуэлы и окаймляет котловину межостровного Карибского моря. Она сопровождается глубоководным желобом. Кайнозойская складчатость в Центральной Америке таким образом распространяется к востоку в пределы окраин Атлантического океана, хотя в тектоническом отношении тесно связана с кайнозойскими областями Тихоокеанского побережья Америки.

Северное ограничение Канадского щита образует Иннуитская складчатая область, расположенная в пределах Арктического архипелага (Геология Арктики, 1964; Thorsteinsson, Tozer, 1970). Она слагает значительную площадь островов Парри, Элсмир, Мелвилл и других, причем в части их, ближайшей к берегам Америки, и вдоль северного побережья Гренландии протягивается миогеосинклинальная зона, сложенная мощными карбонатными толщами нижнего палеозоя до силура, а на юге о-ва Элсмира — до верхнего девона. На северо-западе островов Элсмира и Аксель-Хейберг расположена ограниченная по протяженности эвгеосинклинальная зона, сложенная мощными толщами сланцев верхнего протерозоя, а также граувакк и основных вулканических пород от ордовика до силура, общей мощностью до 18 км. Эти толщи подверглись складчатости в конце девона или в самом начале карбона. На крайнем севере архипелага, на островах Свердрупа, складчатые палеозойские толщи прикрыты мощным платформенным чехлом мезозойских отложений, заполняющих обширную Свердрупскую синеклизу. Продолжение складчатой области Арктического архипелага образует, по-видимому, хр. Брукса на Аляске. Он сложен складчатыми палеозойскими толщами от силура до карбона включительно. Они имеют миогеосинклинальный характер и образуют широтную складчатую систему значительной протяженности.

Иннуитская область Арктического архипелага и система хребта Брукса являются, вероятно, частями единого Арктического складчатого пояса, обрамляющего Северо-Американскую платформу.

Область эпиплатформенного орогенеза Северной Америки. Активными областями эпиплатформенного орогенеза в Северной Америке являются пограничные части Скалистых гор и древней платформы. Значительные по протяжению участки испытывали здесь новейшие поднятия, сопровождаемые разломами и глыбовыми надвигами. Более всего проявляются они в Скалистых горах Канады (горы Маккензи, Франклин и др.). Особенно сложные деформации, сопровождаемые магматическими

явлениями, наблюдаются у края плато Колорадо. Плато ограничено с востока грядой Южных Скалистых гор (поднятия Уинд-Ривер, Передового хребта, Ларами и др.), представляющих систему глыбовых хребтов, осложненных многочисленными разломами и флексурами и разделенных глубокими впадинами. Формирование этих структур происходило в конце мела и начале палеогена.

Движения продолжались в течение палеогена и в неогене. Разломы сопровождались интенсивными проявлениями магматизма. В эоцене произошло внедрение малых интрузий монцонитов, гранодиоритов и гранитов, с которыми связаны значительные рудные месторождения. В неогене здесь же вдоль разломов происходили процессы вулканизма, накопление туфолавовых комплексов и внедрение даек и иных субвулканических тел.

1.2.5. Южная Америка

В строении Южной Америки участвуют три древние платформы: обширная на севере материка и две меньшие, вытянутые вдоль восточного побережья. Первая из них именуется Южно-Американской, вторая Восточно-Бразильской, или Атлантической, третья — Аргентино-Парагвайской. Их разделяет позднепротерозойский Бразильский пояс, протягивающийся от устья Амазонки к югу через район г. Бразилиа и образующий ответвление к западу.

Южно-Американская платформа. В ее пределах выходы древнейшего фундамента на поверхность образуют два щита — Гвинейский и Западно-Бразильский. Они разделены широтной глубокой впадиной Амазонки, сложно построенной на глубине. К западу впадина сильно расширяется и сливается с обширной депрессией, вытянутой у подножия Анд — в Боливии, Перу и Эквадоре — и образующей здесь перикратонный прогиб (Очерки по геологии Южной Америки, 1959).

Восточно-Бразильская платформа. Платформа разделена на две части: вдоль берега Атлантического океана протягивается поднятая ее часть — обширный Приатлантический щит, западная — погружена под чехол двух глубоких впадин, заполненных палеозойскими и мезозойскими отложениями вплоть до меловых: более узкая из них — впадина Сан-Франциско на юге, а более широкая — синеклиза Мараньяна на севере.

В строении Гвианского, Западно-Бразильского и Приатлантического щитов участвуют древнейшие архейские комплексы гнейсов, амфиболитов и гранулитов, сопровождаемые гранитоидами и чарнокитами. В фундаменте Гвианского щита описаны гранито-гнейсовые купола (Choubert, 1966) с возрастом гранитов 2500—2600 млн. лет. На севере этого щита в широтном направлении протягивается верхнеархейский или нижнепротерозойский метаморфический комплекс, включающий на территории Венесуэлы железорудную серию Иматака. В строении Приатлантического щита участвуют архейские комплексы серии Мантикейра и ее аналоги, сопровождаемые гранитоидами, а также более молодые серии архея. В отдельных депрессиях и грабенообразных впадинах архейские гнейсы перекрыты серией Минас, сложенной мощными толщами кварцитов, филлитов и железорудных кварцитов. В других впадинах местами распространены протерозойские толщи кварцитов, доломитов (итаколуми), граувакк с прослоями конгломератов (тиллиты) — серии Лаврас, известняков и других пород (Колотухина и др., 1968).

В строении Бразильского пояса участвуют блоки архея, образующие отдельные массивы, подвергшиеся повторной гранитизации и метаморфизму в протерозое, и широко распространены породы протерозойского складчатого комплекса. Пояс образует две ветви, разделенные архейским срединным массивом Гойас. Одна из них начинается почти от берега океана восточнее устья Амазонки и тянется на юг вдоль р. Арагуая, затем отклоняется на запад к верховьям Парагвая. Вторая (Almeida, 1972) — по другую сторону массива Гойас — вытянута с севера на юг в районе г. Бразилиа, а затем следует вдоль зоны разломов к юго-востоку, приближаясь к берегу океана. Обе складчатые системы сложены мощными толщами терригенных пород и известняков нижнего, среднего и верхнего протерозоя. В восточной, кроме того, присутствуют биотитовые сланцы и мраморы, сопровождающиеся основными и ультраосновными интрузивными телами. Обе эти ветви подверглись складчатости в эпоху 1300—1800 и 900—1000 млн. лет назад.

Орогенный комплекс представлен терригенной формацией верхнего Парагвая до 5000 м мощности, заполняющей прогиб по юго-восточному краю Западно-Бразильского щита и вытянутой вдоль границы с описываемой складчатой полосой. Это — типичный молассовый комплекс. С заключительной складчатостью в Бразильском поясе было связано образование интрузий, гранитов и гранит-порфиров с возрастом 500—600 млн. лет. Таким образом, для

пояса характерен байкальский возраст окончания складчатости.

Аргентино-Парагвайская платформа. Южная часть материка в пределах Аргентины, Уругвая, Парагвая и небольшой прилегающей части Боливии представляет обширную древнюю платформу, покрытую осадочным чехлом с отдельными выступами кристаллического основания. На севере она ограничена двумя крупными разломами — в районе Корумбы в Боливии и близ берега океана у Рио-де-Жанейро.

Самые обширные выступы основания платформы находятся на побережье в Уругвае и близ Сан-Паулу. В бассейне Параны в пределах Аргентины и Парагвая расположена узкая полоса выходов древнего основания, слагающего Парагвайскую антеклизу в районе г. Асунсьона. К востоку от этих выступов располагается обширная и глубокая впадина Параны. Она заполнена верхнепалеозойскими и мезозойскими толщами, среди которых важную роль играет мощный триас-юрский туфолавовый комплекс. Западнее находится обширная, но менее глубокая впадина, вытянутая между подножием Анд и р. Парагвай, а на юге протягивающаяся вдоль низовья р. Ла-Платы. С запада ее ограничивает более поднятая область предгорий Сьерра-Пампа, где отмечается несколько крупных блоковых поднятий фундамента, образующих горные массивы,— горсты Сьерра-Кордова, Сьерра-Веласко и др. Они разделены плоскими депрессиями. В горстах подняты докембрийские породы, включая верхнепротерозойские.

Вдоль тихоокеанского побережья материк Южной Америки окаймлен на всем протяжении (более 7000 км) складчатым поясом Анд (Белоусов, 1963; Пущаровский, Архипов, 1972; Ломизе, 1975; Ahlfeld, 1946; Burgel, 1967; Cobling, 1972). Он имеет сложное строение и длительное развитие и состоит из нескольких различных по возрасту складчатых областей. На севере он объединяет продолжение обеих ветвей Северо-Американской кайнозойской складчатой области Береговых хребтов. Одна ветвь этой системы, идущая через дугу Антильских островов, сливается с Венесуэльскими Андами, а другая, Панамская, сочленяется с западной цепью Колумбии.

Анды в Венесуэле и Колумбии являются эвгеосинклинальной складчатой областью, орогенный этап которой закончился в неогене. Самая южная часть Анд на юге Чили и на Огненной Земле представляет такую же молодую складчатую область. Весь остальной отрезок Анд между ними в пределах Чили, Боливии, Перу и Эквадора расчленяется на ряд различных по возрасту складчатых горных цепей.

Наиболее древней является горная область Пуна, расположенная на востоке Анд в пределах Боливии, Перу и частично Аргентины. Она представляет собой складчатую систему миогеосинклинального типа, которая закончила свое развитие складчатостью в конце девона — начале карбона. В северной части Колумбийских Анд выступает палеозойское складчатое основание — силурийское по возрасту складчатости, метаморфизма и интрузий. Отдельные массивы палеозойское складчатое основание образует также в Береговых Андах Чили. В остальной своей части на огромном протяжении территории Чили и Перу Анды представляют мезозойскую складчатую область с мощным геосинклинальным осадконакоплением в триасе, юре и раннем мелу. Перед концом раннего мела начались интенсивные движения земной коры, выраженные несогласием в основании апт-альба и появлением с этого времени континентальных отложений и вулканических толщ. С поздним мелом связаны орогенный этап и формирование обломочно-вулканогенных толщ мощностью более 4000 м. С концом мела и палеогеном связано также формирование значительных по объему гранитоидных (гранодиоритовых) интрузий, вытянутых на всем протяжении Анд.

На юге материка у Огненной Земли складчатая область Анд (Dalziel, Cortes, 1972) образует изгиб к востоку и ее продолжением является островная дуга Южно-Антильских, или Сандвичевых, островов. Эта дуга вместе с соединяющими их подводными возвышенностями представляет связующее звено между Американскими Андами и Антарктической складчатой системой Земли Грейама — Мэри Бэрд. Она очень сходна с той, которая протягивается вокруг Карибского моря, и подобно ей окаймляет межостровную котловину пролива Дрейка и моря Скоша к югу от оконечности Америки.

Область эпиплатформенного орогенеза. Наиболее ярко выраженной областью эпиплатформенного орогенеза в Южной Америке является значительная часть предгорий Анд в Аргентине в районе Кордовы. Здесь с новейшими поднятиями связано образование ряда глыбовых гор, в строении которых участвуют массивы протерозойского фундамента, разделенные системой молодых депрессий.

Следует также отметить обширную по площади область опускания на юго-востоке материка, которая погрузилась ниже уровня моря

и образует шельф. К этой опущенной части Южной Америки принадлежат Фолклендские острова, строение которых позволяет считать, что они относятся к продолжению платформы с остатком платформенного чехла.

1.2.6. Антарктида

Южный материк в пределах центральной и восточной частей своей площади является древней платформой. Западная часть материка представляет ряд складчатых областей, которые вместе образуют отрезок Тихоокеанского пояса (Грикуров, Лопатин, 1974).

Древняя платформа Восточной Антарктиды покрыта не только различными осадочными толщами, но и толстым слоем льда, достигающим местами 2500—4000 м толщины. В составе осадочных толщ чехла участвуют породы от нижнего девона до юры.

Вдоль западного края древней платформы по побережью моря Уэделл и моря Росса протягивается полоса распространения мощной толщи дислоцированных сланцев и конгломератов, относимая к верхнему докембрию. Они слагают геосинклинальную складчатую систему Росса, которая является байкальской по возрасту. Более западные части горной гряды Антарктики — горы Элсуэрта и Грейама — сложены герцинскими складчатыми образованиями, хотя четкую границу между ними и байкалидами пока провести еще нельзя.

Наконец, Антарктический полуостров, побережье материка у моря Беллинсгаузена и область, лежащую далее на восток (возможно, до Земли Мэри Бэрд), занимает кайнозойская складчатая зона. По строению и истории развития она похожа на Анды Огненной Земли и, видимо, представляет их продолжение.

Глава вторая

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ НА МАТЕРИКАХ

Тектонические процессы, т. е. движения, происходящие в земной коре, могут охватывать всю толщу коры, например, при ее прогибаниях и поднятиях на больших площадях, но могут развиваться в отдельных слоях или участках коры. Результат тектонических движений выражается либо в пластических деформациях коры, либо в образовании разрывов, крылья которых могут быть относительно смещены. В любом случае тектонические движения меняют залегание горных пород: первичное положение последних, создавшееся при их образовании, сменяется измененным или «нарушенным» залеганием. Такие нарушенные формы залегания называются тектоническими формами залегания или тектоническими структурами.

Имеющиеся сейчас сведения о тектонических процессах получены при изучении геологии материков. Движения коры происходят и на дне океанов и морей, но данные об истории земной коры в океанах еще слишком ограничены, чтобы можно было их обсуждать столь же уверенно, как для материков. Поэтому ниже при описании тектонических процессов мы основываемся прежде всего на наблюдениях в пределах материков. О тектонике океанов и морей будет сказано отдельно.

Обычно геолог не в состоянии наблюдать тектонические процессы в действии. Он видит лишь их результат в форме тектонических структур. Только путем сравнения последних с достоверным или предполагаемым первичным залеганием пород он с той или иной долей уверенности решает «обратную задачу» — восстанавливает картину происшедшей деформации. Исключением являются современные движения земной коры, которые могут наблюдаться непосредственно.

Мы уже говорили, что некоторые тектонические движения охватывают всю толщу земной коры в целом, другие же сосредоточены в ограниченных ее объемах. В связи с этим тектонические процессы могут быть разделены на общекоровые и внутрикоровые.

К *общекоровым тектоническим процессам* принадлежат вертикальные или колебательные движения коры. Эти движения являются наиболее общими: они образуют повсеместный и постоянный фон для других видов движений. К той же категории общекоровых процессов следует отнести образование глубинных разломов и смещения по ним.

Среди внутрикоровых тектонических движений главное место принадлежит складчатым движениям или складкообразованию. Внутрикоровые разрывы также широко распространены.

Ниже кратко описываются методы изучения тектонических движений и основные свойства последних.

Сперва мы рассмотрим особенности развития тех тектонических движений, которые происходили в неогене и позже или происходят сейчас. Потом обратимся к более ранним процессам. Такая схема изложения вызывается не тем, что существует какое-то принципиальное различие между относительно молодыми и древними движениями коры, а тем, что в зависимости от их возраста эти движения оставляют разный результат.

Движения, происходящие сейчас, могут наблюдаться непосредственно в их развитии. Несколько более ранние движения оставили те или иные свидетельства своего развития в памятниках, связанных с историей человечества. Еще более ранние движения запечатлелись в рельефе земной поверхности. Наконец, те, которые происходили в донеогеновое время, как правило, оставили результат в форме не-

однородного распределения осадочных толщ (их состава и мощности) в коре, а также в виде различных тектонических структур.

Соответственно и методы изучения истории тектонических движений оказываются разными для движений разного возраста. Именно по характеру применяемых методов для их изучения выделяются современные, молодые, четвертичные, новейшие и древние тектонические движения.

Следует также отметить, что чем ближе к нашему времени тектонические движения, тем труднее разделить их на типы. Например, если древние движения обычно легко разделить на колебательные и складчатые, то такое разделение для современных движений сплошь и рядом становится затруднительным, поскольку движения еще продолжаются и каков будет их конечный результат остается неизвестным. В таких случаях приходится говорить о тектонических движениях вообще, без дальнейшего уточнения.

Итак, мы будем вести изложение начиная с наиболее молодых движений и последовательно переходить ко все более древним.

2.1. Современные и неоген-четвертичные тектонические движения [1]

2.1.1. Современные тектонические движения

Под современными тектоническими движениями (или современными движениями земной коры) обычно понимаются движения, которые происходят в течение относительно коротких интервалов времени от месяцев и годов до десятков лет [2]. Это определение в самом общем виде отражает тот факт, что в отличие от более древних тектонических движений (молодых, четвертичных, новейших и т. д.) современные возможно измерять непосредственно, инструментальным путем, используя различные геодезические методы: повторные нивелирование и триангуляции, светодальномерные измерения, а также мареографические наблюдения. Преимущества инструментального изучения тектонических движений очевидны. Однако в этом случае правильнее было бы говорить не о тектонических движениях или движениях земной коры, а об измерении современных движений земной поверхности, причины которых, как теперь известно, многообразны. Достаточно четко установлено, что перемещения земной поверхности могут быть обусловлены не только внутренними, чисто тектоническими причинами, но также и влиянием, например, лунно-приливных деформаций, экзогенных процессов, искусственных нагрузок или разгрузок приповерхностных частей земной коры и т. д., т. е. внешними причинами.

Современные движения, таким образом, представляют собой сложный результат взаимодействия ряда факторов, который без разделения на составляющие фиксируется инструментально. В этом заключен недостаток чисто инструментальных методов изучения современных движений, которые часто дополняются некоторыми другими, например геоморфологическими или геологическими. Тем не менее вплоть до настоящего времени выделение собственно тектонической составляющей современных движений земной поверхности остается задачей, решение которой возможно лишь в самых простых случаях и только для локальных участков (горизонтальные движения по разломам, вертикальные движения, связанные с вулканическими процессами, возведением искусственных сооружений и т. д.).

К настоящему времени сложилось мнение о необходимости разделения современных движений на вертикальные и горизонтальные. Понимая определенную условность такого разделения, вызванную скорее всего отсутствием технических возможностей измерения полного вектора современных движений, мы рассмотрим их ниже отдельно.

Современные вертикальные движения по большей части измеряются геодезическими методами, особенно повторным нивелированием, поскольку повторное измерение высот геодезических пунктов может проводиться почти на любом участке материка. Хотя повторное нивелирование было начато сравнительно недавно — менее ста лет назад — уже к настоящему времени для многих частей земного шара получены данные, которые позволили составить карты распределения скоростей современных вертикальных движений в пределах Японии, США, европейской части СССР и стран Восточной Европы. Эти картографические материалы дают возможность судить о некоторых общих закономерностях развития современных вертикальных движений.

[1] Раздел составлен Г. И. Рейснером.

[2] Здесь и далее речь идет только о «медленных» (вековых) современных движениях. Рассмотрение «быстрых» (сейсмических) движений, хотя и связанных с медленными, выходит за рамки нашей задачи.

Выяснилось, что необходимо раздельно оценивать движения крупных структурных элементов земной коры и движения более мелких локальных структурных элементов (Гзовский, Никонов, 1968). Первые свойственны обширным территориям до сотен и тысяч километров в поперечнике или в длину и называются региональными. Локальные движения проявляются на участках до 100 км шириной.

Пространственное распределение скоростей современных вертикальных движений тесно связано с тектоническим положением того или иного региона. В малоподвижных внеледниковых областях (на платформах разного возраста) средние значения скорости современных региональных вертикальных движений и движений локальных структур имеют одинаковый порядок величин — обычно первые миллиметры в год. Скорости современных вертикальных региональных движений в высокоподвижных областях (альпийская геосинклинальная область, зона послеплатформенной активизации тектонических движений, рифт) часто соизмеримы с таковыми на платформах, но местами превышают их на 0,5—1,0 порядок. Чаще всего они составляют 5—10 мм/год. Скорости роста локальных структур в высокоподвижных областях немного выше (в некоторых случаях на порядок) скоростей региональных движений. Соответственно они на 0,5—2,0 порядка выше тех же значений в малоподвижных областях и достигают нескольких десятков и даже сотен миллиметров в год.

Может быть сделан вывод, что высокая современная тектоническая активность вертикальных движений проявляется, как правило, унаследованно. Иными словам, она присуща областям высокой подвижности более раннего этапа геологического развития. Знак же современных движений не всегда совпадает со знаком движений предшествовавшего времени: опускания проявляются на месте низменностей и горных хребтов; поднятия развиваются во впадинах и в областях воздымания. В Нидерландах, например, опускания фиксируются различными методами в течение длительного промежутка времени около 10^6 лет; в области Средневенгерских гор отмечены современные опускания; в Кубанском прогибе в настоящее время происходят поднятия и т. д.

Такое разнообразие связей современных вертикальных движений с рельефом местности и ее тектоническим положением можно объяснить периодичностью колебаний вертикальных движений, близкой периодичности проведения повторных геодезических наблюдений. На рис. 2.1

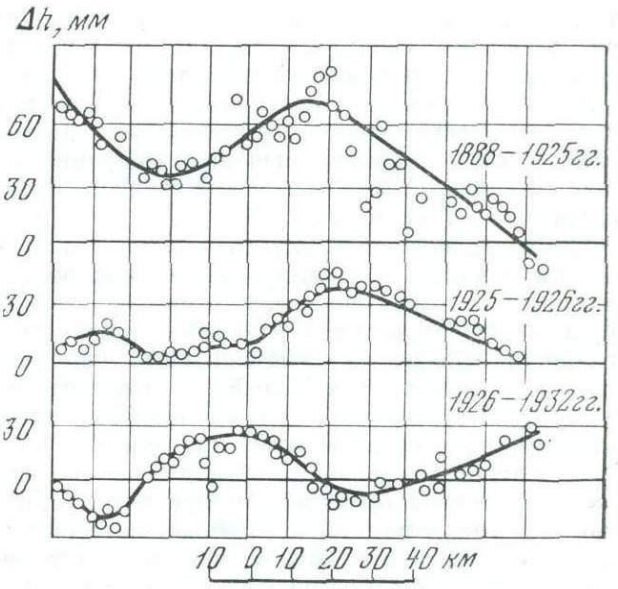


Рис. 2.1. Изменения амплитуд современных движений по линии Такасаки — Симосува (Япония) за период 1888—1932 гг. По Цубои

изображены результаты повторных нивелировок, выполненных в Японии по линии Такасаки—Симосува с 1888 по 1932 г., подтверждающие существование короткопериодичных колебаний земной поверхности.

Еще более убедительная картина выявляется при рассмотрении серий карт современных движений, составленных для одного и того же района за разные сроки наблюдения: рисунки изолиний на этих картах, как правило, довольно сильно различаются. На аналогичный характер проявления современных вертикальных движений имеются указания в ряде работ (Мещеряков, 1968; Певнев и др., 1972).

Особо стоит вопрос о современных вертикальных движениях малоподвижных областей, подвергавшихся в четвертичное время оледенению. Скорости региональных движений здесь в общем более высокие, чем во внеледниковых зонах, и составляют 2—10 мм/год. По всей вероятности, это связано с продолжающимся изостатическим выравниванием, происходящим в областях, подвергавшихся значительной ледниковой нагрузке (Фенноскандия, Канадский щит). Это как будто бы подтверждается и характером поля силы тяжести этих территорий. Однако вряд ли было бы правильным утверждать, что большие значения скоростей вертикальных тектонических движений в указанных областях являются исключительно результа-

том снятия с них ледниковой нагрузки. Достаточно в этой связи указать на то, что в пределах ряда малоподвижных областей, не являвшихся центрами четвертичного оледенения, скорости современных поднятий часто достигают весьма высоких значений (Украинский щит, например, где соответствующие цифры составляют 7—8 мм/год).

Изучение современных горизонтальных движений началось несколько позже, чем вертикальных, и в настоящее время оно концентрируется на нескольких крупных полигонах, главным образом в сейсмоопасных районах, например в Японии и Калифорнии; по остальным территориям земного шара имеются лишь отрывочные и несистематические данные.

Современные горизонтальные движения изучаются в основном методами проведения повторных триангуляций и светодальномерными измерениями, в том числе с применением лазеров, значительно повышающих точность измерений. Указанные движения условно можно подразделить на два типа — сдвиговые и надвиговые.

Имеющиеся сведения показывают, что современные горизонтальные движения отличаются большой скоростью, в ряде случаев на порядок превышающей скорость вертикальных. Так, по системе разломов Сан-Андреас в Калифорнии и Северо-Анатолийскому разлому (Турция) они достигают нескольких сантиметров в год; сравнением триангуляций 1949—1950 и 1968—1970 гг. на Гармском полигоне в Таджикистане определена скорость смещения поверхности южного крыла разлома к северу со скоростью 1,2—1,5 см/год, а суммарная амплитуда этого перемещения составляет 30—40 см (Буланже, Никонов, 1973).

Особо надежные данные о медленных современных горизонтальных движениях (крип) имеются по зоне разломов Сан-Андреас, где уже в течение многих лет ведутся высокоточные геодезические исследования, сопровождающиеся наземными и аэровизуальными наблюдениями за поведением искусственных сооружений (коммуникаций, построек) и природных объектов (Никонова, Никонов, 1972). Эти исследования позволили установить величины медленных правосторонних смещений, составляющих до нескольких сантиметров в год (Savage e. a., 1973). Кроме того, теперь уже не вызывает сомнений тот факт, что медленные горизонтальные движения по разломам Сан-Андреас происходят неравномерно во времени и в пространстве. Показательны в этом отношении некоторые участки: севернее Поперечных хребтов в последние годы отмечается периодическое возобновление перемещений на двух отрезках разлома (длиной 80 и 50 км), между которыми на 64-километровом участке движения происходят непрерывно и с постоянной скоростью (Wesson e. a., 1973), а в Поперечных хребтах, начиная по крайней мере с 1932 г., перемещений не фиксируется вообще (Savage e. a., 1973) и т. д. Эта неравномерность проявления современных движений является типичной и для любого другого вида медленных тектонических движений.

Несмотря на большие скорости современных движений (как вертикальных, так и особенно горизонтальных), их роль в формировании рельефа земной поверхности остается ничтожно малой. Малый период их проявления (до 10^1 лет) не позволяет этим движениям перестроить сложившиеся ранее формы рельефа. Об этом, в частности, свидетельствуют приводившиеся примеры несоответствия знака проявления современных движений рельефу.

2.1.2. Молодые тектонические движения

В соответствии с классификацией Ю. А. Мещерякова (1963) молодыми считаются движения земной коры, происходившие в течение последних сотен и тысяч лет (10^2—10^3 лет). Они изучаются различными методами: геологическим, путем анализа фаций и мощностей отложений в различных районах; геоморфологическим, основанном на изучении молодых форм рельефа земной поверхности; гидрологическим — на берегах морей и озер и главным образом археологическим и историческим.

Например, некоторые старые города, ранее бывшие портовыми, позже оказывались удаленными от моря в результате поднятия суши. Такие города есть на юге Франции, в Бельгии, в Скандинавии и во многих иных местах. В других случаях, наоборот, наземные строения оказывались затопленными наступающим морем, что свидетельствует об опускании суши. Так, частично был затоплен город Равенна на севере Италии, колонны древнеримского храма Юпитера Сераписа возле Неаполя оказались с начала XIX в. под водой, а жители Голландии в течение многих столетий борются с наступающим морем, возводя вокруг своих земель плотины.

Хотя методов изучения молодых движений много, нет ни одного, который можно было бы назвать универсальным. И даже комплексное использование разных методов не везде позволяет выяснить характер проявления мо-

лодых вертикальных движений. В особенности это относится к высокогорным областям, где молодые отложения и соответствующие формы рельефа развиты прерывисто и где возможно лишь ограниченно использовать исторический и археологический методы. Именно поэтому до сих пор не создано еще карт распределения молодых тектонических движений сколько-нибудь больших участков земной коры — имеются только отрывочные сведения по отдельным районам.

Лучше изучен к настоящему времени вопрос о соотношении молодых и современных вертикальных движений. Сейчас уже достаточно хорошо известно, что их распределение в пространстве в общем подчиняется одним и тем же закономерностям. При этом их значения либо соизмеримы, либо на полпорядка или порядок меньше, чем молодых.

Исключение составляют центральные области последнего покровного оледенения, где скорости молодых и современных движений соизмеримы или скорости молодых выше. Это, несомненно, связано с изостатическим всплыванием указанных территорий по мере исчезновения ледниковой нагрузки.

В высокоподвижных областях значения скорости молодых вертикальных движений соизмеримы со значениями скорости современных, а в ряде случаев меньше их на порядок. Скорости молодых локальных движений составляют здесь 1—10 мм/год.

В целом величины скоростей молодых вертикальных движений точнее, чем скорости современных, определяют характер колебательных движений, так как они свободны от наложенных короткопериодичных колебаний различной природы. Именно поэтому знак молодых тектонических движений обнаруживает гораздо большую связь с рельефом местности и историей ее тектонического развития на более ранних этапах. Исключения опять-таки относятся к центрам покровного оледенения четвертичного времени.

В последние десятилетия широко развернулось изучение молодых горизонтальных движений по зонам разломов. Такие исследования проводятся в СССР (Таласо-Ферганский, Джунгарский разломы), в США (в Калифорнии — Сан-Андреас) и в ряде других областей. Особенно многочисленны данные о молодых (в данном случае голоценовых) движениях вдоль разлома Сан-Андреас в публикациях американских исследователей (например, Wallace, 1968). Указываемые в них цифры амплитуд смещений, определенные по нарушениям русел, уступов четвертичных террас, поверхностей молодых конусов выноса, колеблются в значительных пределах — от нескольких метров до километра и более (максимальные скорости более 10 см/год).

2.1.3. Четвертичные (плейстоценовые) тектонические движения

Характеристика тектонических движений суммарно за весь новейший (т. е. неоген-четвертичный) этап не дает возможности судить об изменениях характера этих движений во времени. Поэтому в последнее время усилия многих исследователей сконцентрированы на изучении характера проявления четвертичных тектонических движений, развивающихся в течение последнего миллиона лет (10^5—10^6 лет). В областях поднятий для установления вертикальных движений используется анализ современного положения различных геоморфологических уровней, сформированных в течение четвертичного периода. Из их числа могут быть названы разновозрастные педименты, морские, озерные и речные террасы. В областях прогибаний установление абсолютного или относительного геологического возраста отдельных горизонтов осадков, отложившихся в четвертичное время, позволяет выяснить среднюю скорость прогибания земной коры за определенные отрезки времени.

Трудности изучения четвертичных тектонических движений обусловлены многими причинами — недостаточным развитием методов определения абсолютного возраста четвертичных отложений (в областях поднятий рыхлые отложения этого возраста, кроме ледниковых, распространены прерывисто), сложностью установления в ряде случаев исходного гипсометрического положения отдельных геоморфологических уровней и т. д. Поэтому существующие в настоящее время данные по четвертичным тектоническим движениям представлены в качественной форме. Лишь для немногих регионов составлены карты амплитуд вертикальных тектонических движений не только для всего четвертичного периода в целом, но и для отдельных его этапов. Из числа этих регионов могут быть названы Япония, Румыния, а в пределах СССР — Памир, Западная Тува, Кольский полуостров (Explanatory text..., 1973; Кленов, 1966; Т. П. Белоусов, 1973; Никонов, 1967).

Эти данные показывают, что амплитуды четвертичных вертикальных движений в ряде случаев достигают нескольких (2—3) километров.

Особенно велики они в ряде межгорных впадин высокоподвижных областей, унаследованно развивавшихся в четвертичное время (например, Фокшанская в Румынии). Такой же порядок цифр характеризует в высокоподвижных областях и величины четвертичных поднятий (например, Гомборское на Кавказе). Средние скорости четвертичных поднятий в этих случаях (при продолжительности четвертичного периода в 10^6 лет) достигают 1—2 мм/год.

Отсутствие данных о характере проявления вертикальных четвертичных тектонических движений в пределах малоподвижных районов не позволяет провести сравнительный анализ их распределения в пространстве. Тем не менее достаточно хорошо известен хотя бы тот факт, что нигде в пределах неактивизированных платформ и щитов не известны большие мощности четвертичных отложений (в том числе и отложений ледникового генезиса). Это является косвенным подтверждением унаследованного для наиболее крупных структурных элементов характера этих движений, которые более активно развивались в высокоподвижных орогенических областях.

Вертикальные четвертичные движения в ряде высокоподвижных областей привели к существенным изменениям их рельефа. В ряде мест сформировались новообразованные четвертичные поднятия и впадины. В качестве примера можно привести Ширакско-Аджиноурское и Гомборское поднятия на Кавказе, которые в настоящее время представляют систему средневысотных хребтов, отделивших наложенную четвертичную Алазано-Агричайскую впадину от остальных частей Куринской впадины. Этот пример указывает также на коренную переработку более древнего структурного плана в четвертичное время. Однако такие примеры немногочисленны и унаследованный характер проявления четвертичных тектонических движений в высокоподвижных областях более распространен.

Анализ имеющихся данных по четвертичным вертикальным движениям показывает, что эти движения развивались неравномерно в пространстве и во времени. Их скорости в пределах изученных областей то возрастали, то уменьшались, отмечая определенные региональные фазы усиления и ослабления тектонической активности.

Гораздо менее ясен вопрос о четвертичных горизонтальных тектонических движениях, изучаемых рядом геологических и особенно геоморфологических методов, в том числе с привлечением аэрофотосъемки и аэровизуальных наблюдений. Имеются данные о существовании сдвиговых горизонтальных смещений по ряду разломов в Тянь-Шане (Джунгарский, Таласо-Ферганский), Копет-Даге, а также в Калифорнии. Приводимые в американских источниках материалы свидетельствуют об амплитуде сдвигов по системе Сан-Андреас от нескольких километров до 20 км и более (Cummings, 1968). Средние скорости горизонтальных движений в этом случае достигают 10—20 мм/год, что на порядок выше рассчитанных скоростей вертикальных тектонических движений в четвертичное время.

2.1.4. Новейшие тектонические движения

Новейшие движения охватывают отрезок времени $3 \cdot 10^7$ лет, или неогеновый и четвертичный период. Определение неотектоники дано в работах Н. И. Николаева (1962, с. 15): «Под неотектоникой мы понимаем учение о различных тектонических процессах и обусловленных ими структурных формах, образовавшихся в неоген-антропогеновое время и определяющих основные черты современного рельефа земного шара». Само определение показывает, что новейшими движениями сформирован тот рельеф поверхности материков, который существует в настоящее время. Установлено, что подавляющее число макро-, мезо- и микроформ современного рельефа возникло в указанный период времени. В эту последнюю «орогенную» эпоху были сформированы горные хребты разного масштаба и размера и образовались соизмеримые с ними депрессии рельефа. В областях поднятий более древние формы рельефа — палеогеновые или тем более мезозойские — оказались либо полностью уничтоженными новейшей денудацией, либо сохранились кое-где в виде отдельных редких и небольших по площади останцов среди более молодого рельефа.

В изучении новейших тектонических движений достигнуты очень большие успехи, причем СССР занимает ведущее место в изучении этой проблемы, которая впервые была поставлена В. А. Обручевым в 1940 г. Около 15 лет назад была издана Карта новейшей тектоники СССР масштаба 1 : 5 000 000, в количественной форме (в изолиниях амплитуд движений) отразившая характер новейших движений и новейшей структуры различных тектонических зон страны. К настоящему времени накоплен еще больший опыт изучения новейших движений и для многих регионов составлены деталь-

ные крупномасштабные карты новейших тектонических движений (в качественной и количественной форме) и их градиентов.

Изучение неотектоники проводится различными методами — геофизическими, географическими, гидрологическими, инженерно-геологическими, но в особенности геологическими и геоморфологическими (подробнее см. Николаев, 1962).

Основным приемом изучения суммарных проявлений новейших движений в областях поднятий до сих пор остается анализ современного положения различных геоморфологических уровней. В основе этого приема лежит тот принцип, что каждый из таких уровней во время своего образования располагался на более низком гипсометрическом уровне и имел определенный морфологический облик. Если высота и форма поверхности теперь иные, в этом следует видеть результат происшедших впоследствии вертикальных движений земной коры.

Такими исходными геоморфологическими уровнями могут быть, например, денудационные поверхности выравнивания, сформированные на платформенном этапе развития. В начале неогена эти поверхности занимали обширные площади в различных регионах земного шара, в том числе в пределах Азиатского горного пояса — в Тянь-Шане, Казахстане, Южной Сибири, Туве, Монголии, Байкальской зоне и в других областях. Такие денудационные уровни вырабатывались на некоторой (500—700 м) высоте над уровнем моря.

Кроме денудационных в качестве опорных уровней могут быть использованы древние абразионные поверхности выравнивания, формировавшиеся почти на уровне моря, или близкие к ним по возрасту аккумулятивные поверхности различного происхождения. При анализе новейших движений больших территорий в качестве опорной обычно используются полигенетические денудационно-аккумулятивные поверхности выравнивания. Многие поверхности выравнивания сейчас наблюдаются на высоте нескольких километров над уровнем моря, они изогнуты и отдельные их части смещены по зонам разрывов. Карты с изображением высот и формы поверхностей выравнивания, образованных до начала новейшего времени, дают прямую картину тех вертикальных движений, которые произошли позже. Зная возраст отдельных поверхностей выравнивания, можно установить средние скорости поднятия данного участка за новейшее время.

Новейшие движения отрицательного знака изучаются геологическими методами: толщина накопленных осадков может служить показателем глубины прогибания, если только верхняя граница осадков не смещалась сильно вверх или вниз и существовала достаточно близкая компенсация прогибания накоплением новых осадков.

Обычно осреднение скоростей вертикальных движений за новейший этап в целом, как поднятий, так и прогибаний, происходит за десятки миллионов лет. Эти скорости сильно отличаются в областях с разным рельефом. В горных областях с контрастным сочленением высокогорных зон с глубокими прогибами скорости поднятий и опусканий составляют 1—3 мм/год. В слабо приподнятых и равнинных областях они не превышают 0,07—0,25 мм/год. В соответствии с этим градиент скорости вертикальных движений в первом случае будет на 1—2 порядка выше, чем во втором. Очень велики амплитуды и размах вертикальных движений: в горных областях они составляют тысячи и более 10 000 м, в низкогорных и равнинных — обычно не превышают сотен метров, т. е. на 1—2 порядка меньше. Высокие показатели интенсивности тектонических движений относятся, как правило, к альпийской складчатой зоне, зоне послеплатформенной активизации и системе континентального рифта. Меньшей новейшей активностью характеризуются разновозрастные платформы.

Изучение данных, относящихся к новейшим вертикальным движениям, показало, что скорости этих движений в пределах каждого региона то возрастают, то уменьшаются. Такое чередование периодов их усиления и ослабления происходит во многих областях на фоне общего нарастания интенсивности движений, причем выделяемые фазы большей тектонической активности не всегда проявлялись одновременно в разных регионах. Тем не менее с одной из них, отмечаемой почти повсеместно в самом конце неогена, связывают завершение формирования основных черт рельефа и структуры многих регионов.

Новейшая структура, созданная в результате проявления новейших колебательных движений, сложна и многообразна. В ней могут наблюдаться структурные элементы разного масштаба и порядка. Наиболее крупными являются разновозрастные платформы, геосинклинали и зоны послеплатформенной активизации тектонических движений. В них могут быть намечены структурные элементы более высоких порядков. Границы между различными структурными элементами, как пра-

вило, совпадают с зонами активных в новейшее время глубинных разломов разного ранга. Наиболее крупные из них имеют протяженность более 1 000 км. Амплитуда вертикального перемещения по некоторым из новейших разломов превышает 10 км.

Однако не следует думать, что для новейших движений были характерны лишь перемещения блоков, отделенных друг от друга разломами. Наряду с этим повсеместно можно наблюдать очень плавные изгибания различных упоминавшихся выше геоморфологических уровней без нарушения сплошности их поверхности. Такие изгибания характерны не только для аккумулятивных поверхностей, сложенных рыхлыми осадками (например, террас разного генезиса), но и для денудационных поверхностей выравнивания, выработанных на метаморфических, осадочных, эффузивных и интрузивных породах. Именно поэтому новейшую структуру часто называют складчато-глыбовой (сводово-глыбовой). Наиболее отчетливо такой ее характер заметен в областях интенсивного проявления новейших тектонических движений. На платформах разного возраста ярче проявляются изгибания поверхностей, хотя и здесь разрывы, правда с небольшой амплитудой смещения, проявлялись в новейшее время.

Чрезвычайно важным представляется вопрос о соотношении новейших вертикальных движений и новейших структур с более древними. Этот вопрос в настоящее время не решается однозначно: во многих областях простирания новейшего и более древнего структурных планов совпадают, и в новейшее время высокой тектонической подвижностью отличаются зоны глубинных разломов, бывшие активными и на предшествовавших этапах развития. Однако довольно часто отмечается и обратная картина, свидетельствующая о переработке древнего структурного плана на новейшем этапе: простирания новейших и древних структурных элементов не совпадают, характерно развитие зон разломов, возникших на новейшем этапе, и т. д. Есть области, занимающие промежуточное положение. Например, в них совпадают простирания новейших и древних структурных элементов первого и третьего порядка и не совпадают — второго.

Мы видели, что использование различных методов позволяет установить повсеместность проявления тектонических движений в настоящее время и на более ранних этапах развития континентов (Beloussov e. a., 1974). При этом в пространстве и во времени постоянно меняются скорости этих движений. Они больше в тектонически активных областях, таких, как альпийская геосинклиналь, орогенические зоны, и меньше в пределах платформ разного возраста. Они то увеличиваются, то уменьшаются в пределах разных тектонических зон, что определяет колебательный характер этих движений. Наконец, отмечается увеличение средних скоростей вертикальных движений при уменьшении отрезка времени, для которого проводится осреднение. Было показано, что средние скорости новейших движений меньше, чем молодых, а молодых, в свою очередь, меньше, чем современных. Связано ли это с действительным увеличением скоростей вертикальных движений к настоящему времени или это явление обусловлено какими-то другими причинами (различиями в периоде осреднения) — остается пока невыясненным.

Также постоянно меняется и знак тектонических движений, что опять-таки свидетельствует об их колебательном характере. Эти изменения происходят с разным периодом проявления. Особенно наглядны короткопериодичные изменения, которые можно выявить при изучении современных движений. Не менее показательна смена знака молодых и новейших движений, происходящая за более длительные отрезки времени.

Изучение современных, молодых, четвертичных и новейших колебательных движений имеет большое теоретическое значение, что можно подтвердить несколькими примерами.

Изучение новейших вертикальных движений показало, что с ними связано окончательное формирование современного рельефа и структуры континентов, что повсеместно отмечается близкое время начала этих движений в различных частях разных континентов и что эти движения в ряде случаев и на обширных площадях, равных площадям некоторых материков, проявились независимо от предшествовавшей геологической истории, накладываясь в одних местах на альпийские геосинклинали, в других — на платформы. Все эти признаки позволили считать новейшие тектонические движения одним из проявлений новой стадии развития Земли — стадии активизации тектонических движений, последовавшей за геосинклинальной и платформенной.

Своеобразие неотектонического этапа развития Земли состоит и в том, что результаты проявления новейших колебательных движений закреплены в рельефе земной поверхности. Это позволяет изучать вертикальные движения областей поднятия с использованием методов геоморфологического анализа, применение ко-

торых невозможно при исследовании более древних движений.

Здесь следует напомнить, что современные движения земной коры представляют собой один из немногих тектонических процессов, который можно непосредственно наблюдать и изучать. С помощью этих наблюдений мы можем лучше понять движения земной коры в прежние геологические эпохи.

Наконец, изучение современных движений позволяет судить о скоростях некоторых процессов, протекающих в земной коре и верхней мантии. Напомним о связи современных повышенных скоростей поднятий центров четвертичного материкового оледенения с изостатическим выравниванием, обусловленным таянием ледникового покрова.

С современными, молодыми, четвертичными и новейшими движениями связано проявление сейсмичности в разных районах земного шара, формирование полезных ископаемых в неоген-четвертичных отложениях, перемещения береговых линий и целый ряд других явлений, которые необходимо учитывать в практической деятельности: в сейсморайонировании, в гидротехнических работах, при поисках полезных ископаемых.

2.2. Древние (донеогеновые) тектонические процессы

2.2.1. Общекоровые тектонические процессы

Вертикальные или колебательные движения

Методы изучения вертикальных движений. Осадочные толщи любого (донеогенового) геологического возраста в своем составе, распространении и мощности повсеместно содержат признаки былых вертикальных движений земной коры. Бо́льшая часть осадочных пород, наблюдаемых на современных материках, судя по их составу, образовалась либо на очень малой глубине в морских бассейнах, либо на очень малой высоте над уровнем моря на суше. Признаками мелководного морского образования могут быть, например: грубый обломочный характер осадка, указывающий на прибрежную обстановку водной среды; наличие в разрезе углей, отложенных в мелководных лагунах; ископаемые флора и фауна, состоящие из организмов, приспособленных к жизни на малых глубинах (водоросли, колониальные кораллы и др.). Признаками наземного происхождения осадков являются главным образом остатки растительных и животных организмов, живущих на суше, а также некоторые особенности состава пород и условий их залегания.

Среди наземных осадков в геологических разрезах преобладают отложения аллювиальных низменных равнин. Преобладание отложений морского мелководья и низменных аллювиальных равнин указывает на то, что уровень образования осадков с течением времени мало менялся: как правило, он был заключен между глубиной моря около 200 м и высотой над уровнем моря около 100 м. При этом мощность (толщина) мелководных отложений и осадков аллювиальных равнин бывает чрезвычайно большой: она сплошь и рядом измеряется километрами. Например, угленосная толща, накопившаяся в Донецком бассейне в конце раннего, в среднем и позднем карбоне, сложена перемежающимися тонкими слоями песчаников, глинистых сланцев, известняков и углей. Угли образовались в прибрежных лагунах на уровне моря, все другие породы содержат мелководную морскую фауну и флору, указывающую на глубины, не выходящие за пределы нескольких десятков метров (пределом можно считать глубину 50 м). Вместе с тем мощность угленосного карбона в Донбассе достигает 6 км. Поскольку кровля осадков, на которой отлагались новые слои, в течение всего времени накопления угленосной толщи оставалась практически на одном и том же батиметрическом уровне, очевидно, что такая мощная серия отложений могла накопиться только при условии постепенного прогибания земной коры и непрерывного заполнения новыми осадками образующегося прогиба. Следует говорить о компенсации прогибания коры накоплением осадков. Мощность последних (6 км) является в этом случае мерой амплитуды прогибания земной коры.

Исследования показывают, что мощность отложений может быть использована для определения амплитуды прогибания земной коры в подавляющем большинстве геологических разрезов на тектонически спокойных участках — платформах, и в периферических частях подвижных зон — геосинклиналей. В этих областях почти всегда наблюдается довольно точная компенсация прогибания коры накоплением осадков.

На явлении компенсации основан метод изучения истории вертикальных движений земной

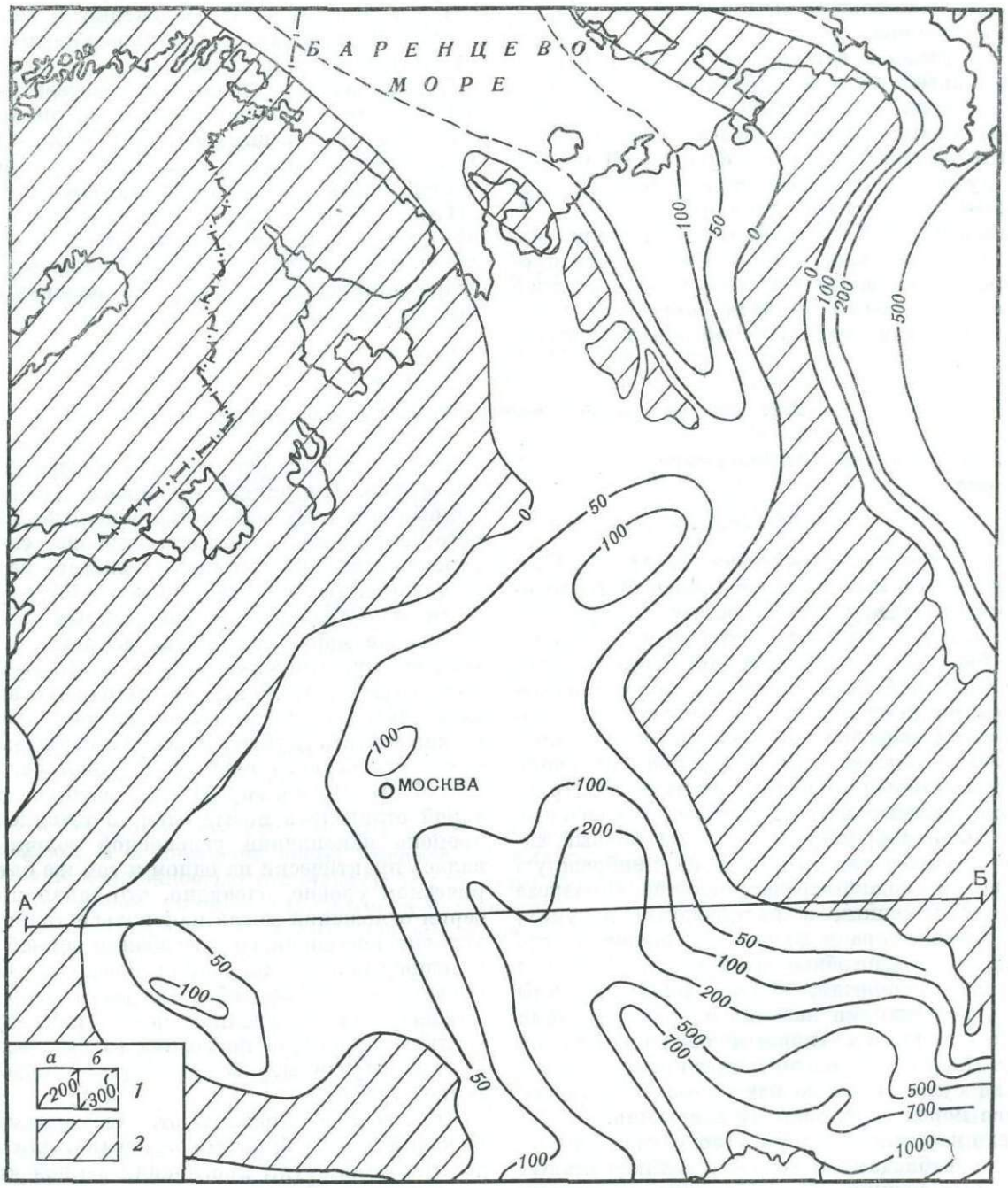


Рис. 2.2. Схема мощностей нижнемеловых отложений ($К_1$) *Восточно-Европейской платформы* (*История геологического развития..., 1964*)

1 — изолинии мощностей (в м): *а* — установленные, *б* — предполагаемые; *2* — области нулевых мощностей; А — Б — линия профиля (см. рис. 2.4)

коры, называемый «методом мощностей» (Белоусов, 1962). Результаты его применения могут быть изображены графически по-разному. Обычно для отдельных временных подразделений геологического разреза составляются либо карты распределения мощностей на той или иной площади, либо профили, показывающие изменение мощности данного страти-

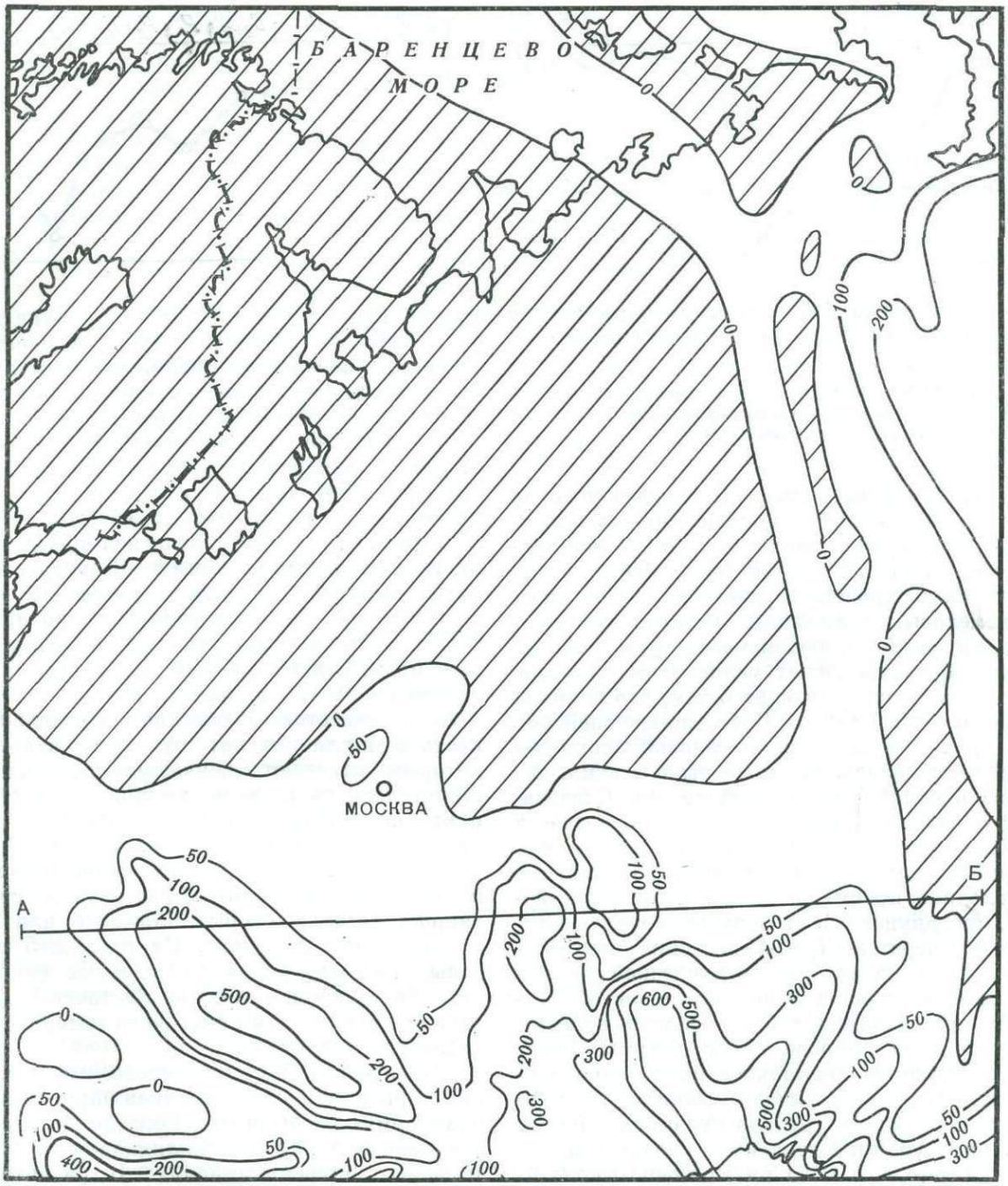


Рис. 2.3. Схема мощностей верхнемеловых отложений (K_2) *Восточно-Европейской платформы (История геологического развития..., 1964)*

Условные обозначения см. на рис. 2.2

графического подразделения по определенным пересечениям.

На рис. 2.2. приведена карта мощностей отложений нижнего мела на Восточно-Европейской платформе. На ней изображен в изолиниях рельеф подошвы нижнемеловых отложений, образовавшийся к концу эпохи накопления последних, при условии, если кровля ниж-

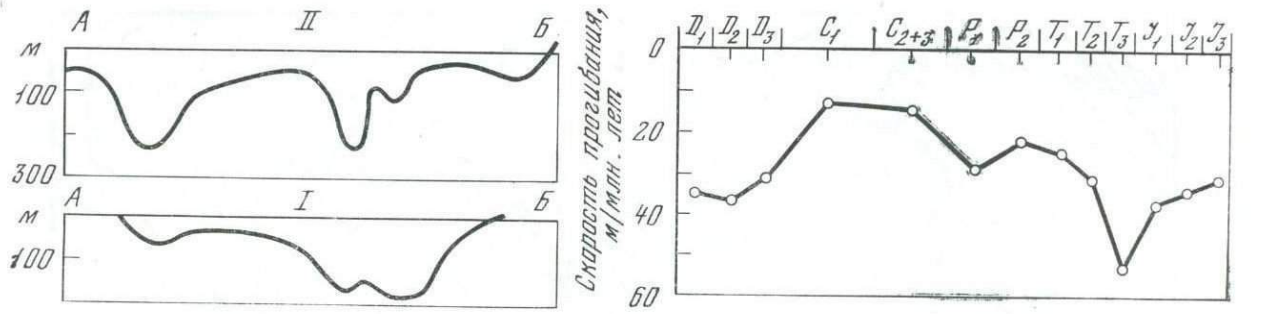


Рис. 2.4. Мощности нижнемеловых (I) и верхнемеловых (II) отложений по профилям, приведенным на рис. 2.2 и 2.3

Рис. 2.5. График изменения средней скорости прогибания земной коры на территории Евразии с начала девона до конца юры. По А. Б. Ронову (1961)

него мела горизонтальна. Последнее условие вытекает из принятого допущения, что прогибание земной коры достаточно точно компенсируется накоплением осадков. Это условие может быть проверено изучением характера нижнемеловых отложений, которое покажет, что повсеместно на любом уровне разреза нижнемеловой толщи лежат мелководные морские осадки, свидетельствующие о том, что глубина морского бассейна на Восточно-Европейской платформе в течение раннемеловой эпохи заметно не менялась. Мелководны и осадки, лежащие в самой кровле этой толщи. Следовательно, рельеф кровли осадков этого возраста действительно можно считать весьма близким к горизонтальной поверхности. Прогибание происходило преимущественно в пределах полосы, протянувшейся от Баренцева моря к Каспийскому через центральные районы платформы, а также на юго-западе последней. Западная, северо-западная и восточная части платформы представляли собой «области нулевых мощностей». О природе таких областей будет сказано ниже. Максимальное прогибание происходило в Прикаспийской области на юго-востоке платформы, где оно превысило 700 м.

На рис. 2.3 приведена карта мощностей отложений верхнего мела на Восточно-Европейской платформе. Сравнение этих двух карт позволяет видеть, какие изменения в распределении вертикальных движений произошли с переходом от раннемелового времени к позднемеловому. Существовавший в первой половине мела широкий меридиональный прогиб исчез, и прогибание во второй половине периода сосредоточилось преимущественно на юге платформы в меридиональной полосе. Амплитуда прогибания в Прикаспии и на Украине достигала 500—600 м. Область нулевых мощностей на северо-западе платформы расширилась в сторону ее центральных районов. Но на западе область прогибания распространилась туда, где раньше была зона нулевых мощностей. «Пролив» к Баренцеву морю с очень малой амплитудой прогибания протянулся теперь вдоль современного Уральского хребта.

На рис. 2. 4 сопоставлены два профиля мощностей, проведенных через ту и другую карты. Сопоставление профилей кажется более наглядным, чем сопоставление карт, но профиль освещает лишь одно узкое пересечение и не дает представления об изменении режима прогибаний коры на площади.

Если известна абсолютная продолжительность в миллионах лет тех отрезков времени, которым отвечают изучаемые подразделения геологического разреза, то можно проследить и изменение скорости прогибания коры в той или иной точке во времени. Для характеристики площадного распределения скоростей прогибания могут быть рассчитаны средние скорости для некоторых площадей или взяты максимальные скорости. На рис. 2. 5 приведены графики изменения средних скоростей прогибания земной коры на Восточно-Европейской платформе для некоторого интервала геологического времени.

Исключения, когда компенсация прогибания коры накоплением осадков нарушается, на платформах очень редки. Гораздо чаще они во внутренних зонах геосинклиналей — в так называемых эвгеосинклиналях. В развитии последних существует стадия (называемая «офиолитовой» по характеру сопровождающего ее магматизма), когда отлагавшиеся ранее мелководные морские осадки сменяются осадками глубоководными, отложившимися, судя по ряду признаков, на глубине нескольких километров под уровнем моря. Это различные кремнистые осадки (радиоляриты) или глубоководные тонкозернистые известняки, бедные дон-

ной фауной, или осадки, указывающие своим минеральным составом на среду, зараженную сероводородом и т. п. Хотя можно спорить о точном определении глубины бассейна, на дне которого образовались эти осадки, но то, что глубина в это время была больше, чем в другие стадии развития геосинклинали, едва ли подлежит сомнению. А это значит, что со сменой мелководных отложений глубоководными компенсация была нарушена и мощности не могут уже служить мерой амплитуды прогибания. Амплитуда последнего измеряется в таких случаях суммой мощности осадков и величиной углубления бассейна. Впрочем, такие стадии не бывают очень продолжительными и быстро сменяются условиями, в которых компенсация снова восстанавливается.

Какова же природа «областей нулевых мощностей»? Последние могут быть областями поднятия и размыва, т. е. сушей, существовавшей в течение всего времени, когда рядом накапливались отложения изучаемого стратиграфического подразделения. При таком толковании мы будем считать, что область нулевых мощностей на рис. 2.2 была сушей в течение всего раннего мела. Другое предположение состоит в том, что отсутствие отложений вызвано более поздним размывом. В этом случае нам следует считать, что в течение раннего мела осадки на западе платформы первоначально накапливались хотя бы в некоторых районах, но были смыты когда-то позже. Для однозначного решения этого вопроса используется другой метод — метод фаций. Он позволяет оконтуривать древние области размыва и устанавливать их возраст.

Под «фацией» осадка в данном случае понимается совокупность признаков, указывающих на относительную удаленность места отложения осадка от области размыва. Существует механизм сортировки осадков, в результате которого осадки неодинаковой грубости зерна отлагаются на разных расстояниях от границы области размыва: чем дальше от нее, тем более тонкие осадки накапливаются. Прослеживая на площади распространение осадков того или иного возраста и отмечая изменение их фаций от места к месту, можно составить карты распределения фаций для определенного подразделения и конкретной территории.

На рис. 2.6 изображена схема фаций двух ярусов верхнемеловых отложений для Восточно-Европейской платформы. Ее можно сопоставить с картой мощностей верхнего мела на рис. 2.3. Мы видим, что область нулевых мощностей с юга окаймлена полосой мелководных осадков, среди которых существенную роль играют туфогенные. И так как последние с удалением от области нулевых мощностей сменяются мергелями и известняками, то отсюда следует заключить, что область нулевых мощностей была в позднем мелу областью размыва.

Большой интерес для выяснения общих закономерностей развития вертикальных движений земной коры представляет так называемый объемный метод, разработанный А. Б. Роновым (1949). Его идея состоит в том, что если мы рассматриваем какую-либо достаточно крупную область в пределах материка (например, какую-либо платформу в целом), то общий объем накопленных на этой площади осадков за некоторый промежуток времени отвечает суммарному объему всех прогибаний, произошедших здесь в течение того же промежутка времени. Если же мы отдельно определим еще объем обломочных отложений, входящих в ту же толщу осадков, то этот объем будет отвечать суммарному объему тех поднятий, размыв которых явился источником обломочного материала. Повторяя такие измерения для последовательности стратиграфических подразделений, можно установить, как менялось с течением времени отношение между объемом опусканий и объемом поднятий на изучаемой территории. Последняя должна быть достаточно велика, чтобы включить по возможности все вероятные источники обломочного материала наряду с областями прогибания и накопления.

А. Б. Ронов рассмотрел изменения указанного соотношения на Восточно-Европейской платформе для всего фанерозоя (Ронов, 1949, 1961). Результат изображен на рис. 2.7, из которого видно, что имело место периодическое изменение отношения между опусканиями и поднятиями, в связи с чем фанерозой может быть разделен на три цикла: раннепалеозойский (каледонский), средне-позднепалеозойский (герцинский) и мезокайнозойский (альпийский). Подробнее о значении такой цикличности будет сказано ниже.

Для некоторых целей бывает нужно ввести в измерение свойство вертикальных движений, которое может быть названо их контрастностью. В процессе вертикальных движений земная кора всегда разделяется на зоны поднятий и опусканий. Эти зоны поднимаются и опускаются с разной скоростью, ширина их также различна. Распределение зон поднятий и опусканий и их движения могут быть малоконтрастными, сглаженными, когда пологие, медлен-

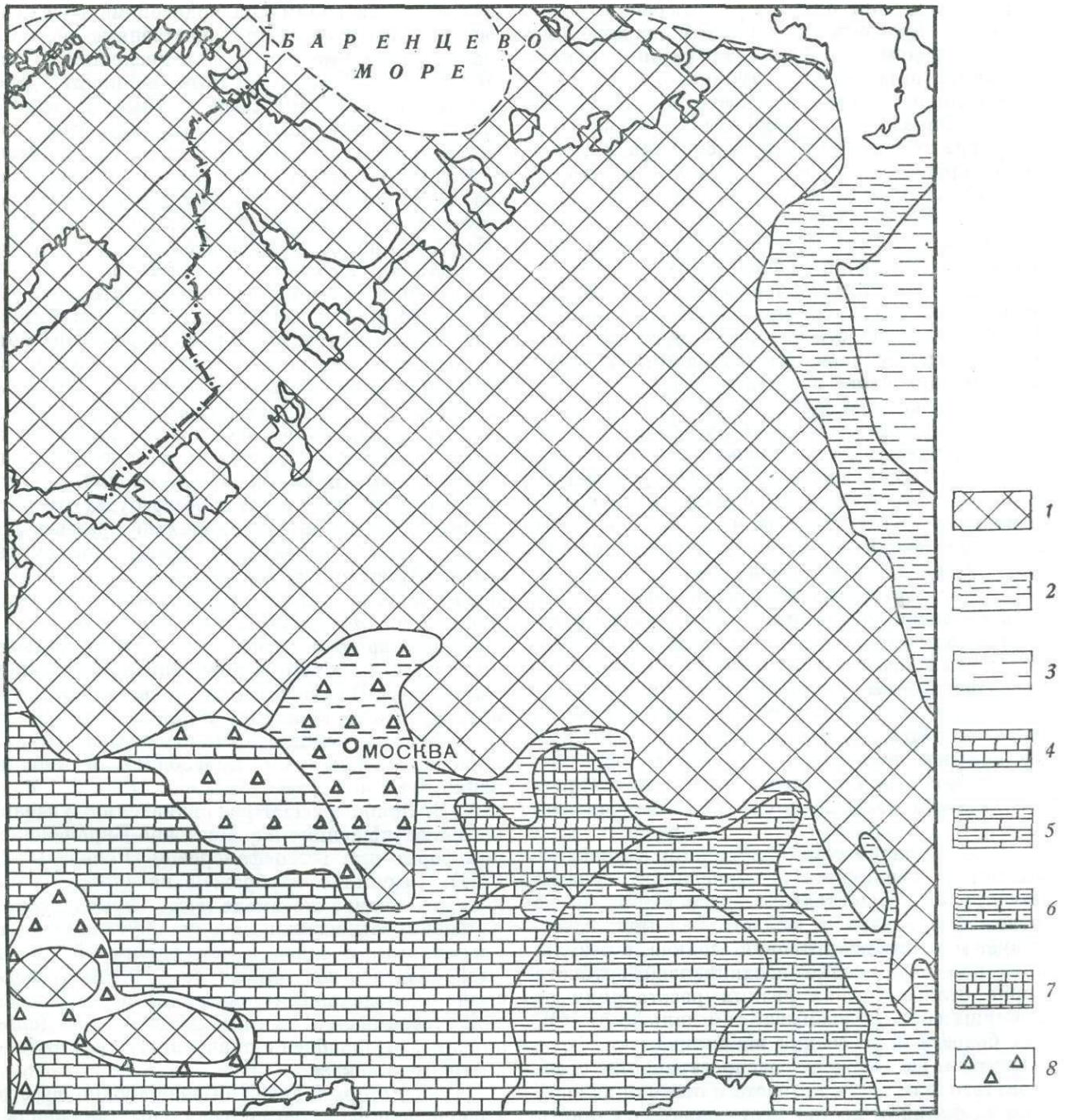


Рис. 2.6. Схема фаций туронского и коньякского ярусов верхнего мела на Восточно-Европейской платформе (История геологического развития..., 1964)

1 — суша; *2*, *3*—терригенные осадки: *2* — мелководные, *3* — относительно глубоководные; *4* — мел и мергели; *5* — перемежаемость мелководных известняков и мергелей; *6* — относительно глубоководные мергели; *7* — чередование мела и известняков; *8* — мелководные кремнистые осадки

но развивающиеся поднятия чередуются на площади с такими же пологими и медленно развивающимися опусканиями. Но оно может быть и контрастным, когда быстро растущие узкие поднятия чередуются со столь же узкими и быстро развивающимися прогибами. Для количественного выражения степени контраст-

ности вертикальных движений могут быть использованы: противопоставление максимальных или средних скоростей поднятий и опусканий, дисперсии скоростей, а также дисперсии скоростей с учетом степени дифференцированности разнонаправленных движений на площади (Шолпо, 1969). Соответствующие графики приведены на рис. 2.8.

Следует иметь в виду, что картина распределения мощностей и фаций древних осадков никогда не отвечает какому-либо одному краткому отрезку времени. Благодаря особенностям механизма формирования мощностей и фаций отложений, в который непременным элементом входят перемывание осадков и длительное перемещение их по дну до тех пор, пока они прочно закрепятся в том или ином месте, окончательное распределение мощностей и фаций всегда является статистическим обобщением многих частных кратковременных ситуаций. Поэтому в разрезах древних осадочных отложений можно наблюдать некоторые особенности, отличающие их от тех отложений, которые формируются на дне моря или на аллювиальных равнинах сейчас. Например, распределение мощностей в древних толщах почти всецело определяется тектоническим фактором — амплитудой прогибания, тогда как в современных осадках она зависит в основном от преходящих местных физико-географических условий.

Фациальная зональность в древних толщах в общем значительно более закономерна и упорядочена, чем в современных осадках. Те осадки, которые в каждый данный момент могут образовываться в весьма ограниченной зоне, в древних осадочных толщах могут иметь чрезвычайно широкое распространение на площади. Например, галечники, в любой момент образующиеся только в узкой полосе вдоль берега, в древних разрезах, как правило, занимают огромные площади. Такое их распространение вызвано постепенным трансгрессивным перемещением береговой линии, вслед за которым слой галечников развертывается «как ковер». И в других случаях широкое распространение одной и той же осадочной породы часто бывает связано с тем, что она не всюду образовывалась одновременно, а покрывала данную площадь постепенно. Такая разновременность образования разных участков литологически однородного пласта может ускользать от доступных методов определения геологического возраста и в силу своей литологической однородности такой пласт будет казаться образовавшимся одновременно на всей своей

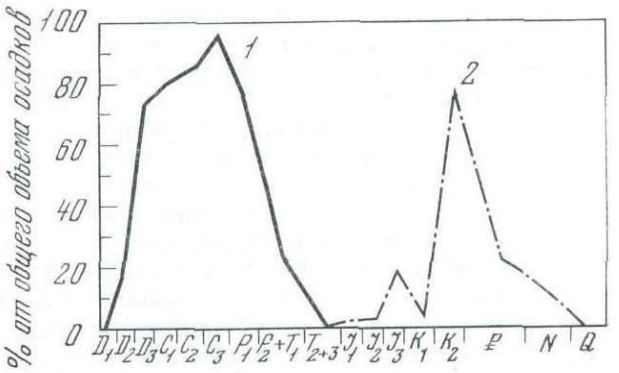
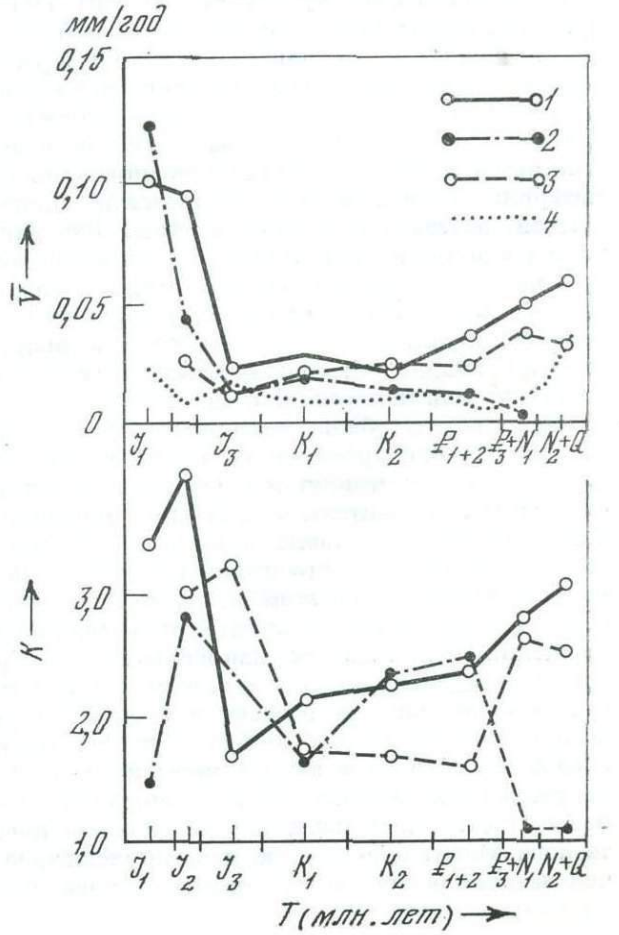


Рис. 2.7. Изменение содержания (в %) карбонатных отложений в течение герцинского (V) и альпийского (2) циклов осадконакопления на Восточно-Европейской платформе. По А. Б. Ронову (1949)

Рис. 2.8. Графики изменения интенсивности вертикальных движений: средней скорости ($\overline{V}$) и контрастности вертикальных движений (K) за альпийский цикл развития. По В. П. Шолпо (1969)

1 — Кавказ, *2* — Крым, *3* — Скифская платформа, *4* — Восточно-Европейская платформа



площади. Поэтому и те палеогеографические картины, которые рисуются на соответствующих схемах (распределение суши и моря, положение береговых линий и т. п.) не только в силу неточности данных, но и принципиально, в связи с самой природой процессов, определяющих накопление осадков, являются усредненными. Они обобщают палеогеографические условия для отрезков времени, продолжительность которых измеряется миллионами лет.

Свойства вертикальных движений. Изучение истории вертикальных движений земной коры на значительных площадях материков за длительные промежутки геологического времени показывает, что среди этих движений могут быть выделены две разновидности (Хаин, 1939): 1) общие колебания, 2) волновые или глыбово-волновые движения.

Первые выражаются в одновременном поднятии или опускании обширных территорий, охватывающих целые материки или значительные их части. Вторые проявляются в длительном развитии поднятий и прогибов, округлых или удлиненных, имеющих ширину от десятков до сотен (в некоторых случаях до тысячи) километров. Размещение таких поднятий и прогибов в общих своих чертах может выдерживаться в течение ряда геологических периодов, хотя границы между ними всегда колеблются. Но те же поднятия и прогибы могут медленно смещаться («перекатываться») по поверхности материка, значительно расширяться и сокращаться, исчезать и возникать вновь. Эти движения в конце концов приводят к образованию крупных структурных выпуклостей и впадин земной коры. На платформах выпуклости и впадины называются соответственно антеклизами и синеклизами, в складчатых зонах это — антиклинории и синклинории.

Поскольку и общие и волновые колебания происходят одновременно на одной и той же площади, они суммируются. Общие колебания охватывают значительно бо́льшие площади, чем отдельные волновые движения. Поэтому естественно считать, что последние происходят на фоне первых. При этом на общее колебание одного направления накладываются волновые движения как того же направления, так и встречного. Если волновое поднятие развивается с большей скоростью, чем общее опускание, на поверхности будет наблюдаться абсолютное поднятие земной коры и здесь образуется зона размыва. Если же скорость волнового поднятия меньше, чем общее опускание, то поверхность будет опускаться, но медленнее, чем общее опускание и еще медленнее, чем в соседних волновых прогибах, где нисходящее волновое движение суммируется с нисходящим общим движением. Мы можем говорить, что в этом случае в зоне волнового поднятия процесс поднятия является не абсолютным, а относительным.

Общие колебания выражаются в трансгрессиях и регрессиях морей, в изменениях площадей, занятых процессами накопления и размыва пород.

Для общих колебаний характерно распадение на движения многих порядков, наложенных друг на друга. О такой сложности процесса колебательных движений земной коры уже говорилось применительно к неотектоническим движениям. Делались попытки определить периоды колебаний разных порядков, но они пока не дали ясных результатов. Известно, что существуют колебания с очень крупным периодом, около 200 млн. лет. Как мы увидим ниже, есть основания считать, что эти крупные колебания определяют основной ритм развития земной коры, которому подчиняются не только колебательные движения, но и другие эндогенные процессы (см. главу 4). На эти колебания с самым длительным периодом накладываются колебания многих порядков со все более короткими периодами. Но о них наши сведения носят довольно неопределенный характер. Некоторые из них имеют продолжительность, приблизительно равную длительности геологического периода (30—40 млн. лет), другие имеют период в 10—15 млн. лет, указываются циклы и в 4—6 млн. лет. Самые малые колебания определяют формирование отдельных слоев и их период измеряется уже, повидимому, сотнями тысяч лет (Одесский, 1972).

Волновые колебательные движения в разных местах имеют разную скорость, разные амплитуды и градиенты (контрастность). При этом волновые колебательные движения со сходной характеристикой концентрируются в некоторых более или менее четко ограниченных зонах. Можно говорить в связи с этим о различных режимах волновых колебательных движений. Этот вопрос будет освещен ниже, но здесь заметим, что наибольшие скорость, амплитуда и контрастность этих движений свойственны геосинклинальному режиму, а наименьшие скорость, амплитуда и контрастность характеризуют режим древних платформ.

При геосинклинальном режиме скорость древних волновых движений в среднем близка к 0,05 мм/год, но местами составляет 0,4 мм/год. Амплитуда может достигать 20 км, а средний градиент равен $0{,}7 \cdot 10^{-9}$ год$^{-1}$ (т. е. за

1 млн. лет разность высот на расстоянии 1 км возрастает на 0,7 м). Те же движения при режиме древних платформ имеют среднюю скорость 0,01 мм/год и амплитуду в несколько километров. Средний градиент равен $0{,}04 \times \times 10^{-9} \cdot год^{-1}$.

Из этих цифр видно, что скорости древних волновых колебательных движений приблизительно на один порядок ниже скоростей новейших колебательных движений и на два порядка ниже скорости современных движений. Эти различия следует объяснять в основном тем, что для древних колебательных движений усреднение скоростей производится за значительно более длительный срок, чем для новейших и тем более современных движений.

Сопряжение соседних поднятий и прогибов может быть как плавным, так и резким, например, когда между поднятиями и прогибами могут быть и разрывы. Плавные сопряжения наблюдаются при малых градиентах движений, а разрывные границы обычны для зон с высокими градиентами волновых движений. Здесь между поднятиями и прогибами могут существовать разрывы с большой амплитудой перемещений. Именно такие случаи и дают повод называть эти движения глыбово-волновыми.

Глубинные разломы

Еще в середине XIX в. автор гипотезы сжатия земного шара Эли-де-Бомон старался найти в простирании горных хребтов некоторую правильную сеть направлений. Он предполагал, что эта сеть соответствует положению ребер двадцатигранника, форму которого принял земной шар при своем сжатии.

Позже различные исследователи указывали на многочисленные примеры геометрической «структурированности» как рельефа, так и крупных тектонических зон. В тридцатых годах нашего столетия было высказано предположение о наличии в земной коре сети разломов, проникающих глубоко в земную кору. Такими разломами земная кора разделена на блоки той или иной формы. Эта идея получила значительное развитие в работах советских геологов в сороковых и пятидесятых годах (Пейве, 1945; Шатский, 1945) в форме представления о «глубинных разломах», пересекающих всю толщину земной коры и уходящих в верхнюю мантию. Наличие глубинных разломов и блоковое строение земной коры было во многих случаях с тех пор подтверждено геофизическими наблюдениями (Борисов, 1967).

Под глубинными разломами понимаются тектонические разрывы, имеющие большое, измеряемое сотнями километров протяжение и оказывающие в течение длительного геологического времени существенное влияние на характер и локализацию не только тектонических, но и других глубинных процессов. Обычно глубинный разлом выражен не одним разрывом, а широкой зоной дробления пород. Ширина такой зоны может измеряться километрами.

Среди глубинных разломов выделяются разновидности в зависимости от наклона разлома и направления смещения разделенных им глыб земной коры. Многие глубинные разломы рассекают кору вертикально и смещение по ним происходит также в вертикальном направлении. В геологической терминологии, несмотря на широкое развитие таких глубинных разломов, до сих пор не было для них специального термина. В последнее время вертикальные разломы с вертикальным же перемещением предложено называть г л у б и н н ы м и в з р е з а м и (Белоусов, 1975). Другие глубинные разломы при вертикальном своем положении сопровождаются горизонтальным перемещением глыб. Это — г л у б и н н ы е с д в и г и.

Общим признаком глубинных взрезов и сдвигов является то, что по ним возможны знакопеременные движения: по глубинному взрезу опускание одного крыла относительно другого может смениться его поднятием, а по глубинному сдвигу правое смещение может смениться левым.

Выделяются г л у б и н н ы е н а д в и г и и с б р о с ы. Существуют также г л у б и н н ы е р а з д в и г и.

Ниже приводится краткая характеристика этих разновидностей глубинных разломов.

Глубинные взрезы. Эти глубинные разломы длительно разделяют зоны поднятия и опускания земной коры. Они являются границами, на которых резко меняются фации и мощности отложений.

Глубинные взрезы развиты повсеместно. Особенно ярко они проявляются там, где глыбово-волновые движения имеют большую амплитуду и скорость и развиваются контрастно. Примерами являются глубинные взрезы Средней Азии, Карпат и Кавказа. Например, Каракульский глубинный разлом протягивается между Алайским хребтом и Памиром (Глубинные разломы..., 1973). Анализ геологической истории показывает, что в силуре и девоне зона современного Алайского хребта опустилась на 6—8 км, а Северный Памир одновременно поднимался. В раннем карбоне, наоборот, Север-

ный Памир опустился на 3—4 км, а Южный Алай поднялся. Позже, до конца палеозоя обе глыбы поднимались.

С глубинными взрезами связаны так называемые зоны смятия: вдоль разлома породы оказываются смятыми в сильно сжатые изоклинальные складки с кливажом; проявляется также слабый метаморфизм. С удалением от зоны глубинного разлома эти явления быстро ослабевают.

Глубинные взрезы влияют на расположение магматических пород. С ними часто бывают связаны как интрузивные, так и эффузивные породы. Особенно следует подчеркнуть, что такие разломы контролируют размещение интрузий ультраосновных пород мантийного происхождения. Разломы представляют практический интерес, поскольку с ними бывают связаны месторождения различных полезных ископаемых глубинного происхождения.

История глубинных взрезов сложна и до сих пор почти не изучена. Взрезы возникали на разных этапах геологической истории. Многие древние, ранее активные глубинные разломы были «залечены» и в течение долгого времени себя не проявляли. Однако известны случаи «оживления» древних разломов и даже многократного. При этом форма проявления разлома могла меняться. Например, Монголо-Охотский глубинный разлом в палеозое разделял зону поднятия, находившуюся к северу от него, и зону опускания, расположенную к югу. В среднем палеозое он был каналом для излияния основных эффузивов, а в позднем палеозое контролировал размещение массивов габбро и габбро-диоритов. В конце палеозоя и начале мезозоя вдоль разлома образовался узкий приразломный прогиб, а в юре и раннем мелу он сменился цепочкой изолированных прогибов.

Глубинные взрезы приурочены к контрастным границам между зонами поднятия и опускания коры. Однако, что здесь является первичным и что вторичным — представляет вопрос, ответ на который далеко не ясен. Дело в том, что расположение зон поднятий и опусканий подчиняется во многих случаях очевидной геометрической закономерности. Например, большинство зон поднятия и опускания разного возраста, расположенных в широтной полосе между Байкалом на востоке и Центральной Европой на западе, имеют одно и то же северо-западное простирание. Это простирание проявляется в Восточном Саяне, на Енисейском кряже, Алтае, в Центральном Казахстане, в западных отрогах Тянь-Шаня, Копетдаге, на Кавказе, в Донбассе, Восточных Карпатах, Динаридах, Апеннинах, а также на эпигерцинской платформе Центральной Европы, где мезокайнозойские прогибы и поднятия имеют преимущественно северо-западное простирание. Много севернее Тиман и Пай-Хой (вместе с его продолжением на Южном острове Новой Земли) подчиняются тому же простиранию. Последнее во многих местах сочетается с перпендикулярным северо-восточным простиранием тектонических зон, причем там, где оба простирания встречаются, смена их происходит с резким изломом или же эти два простирания соединяются торцовым сочленением. Резкий излом происходит в месте встречи Байкальского хребта с Восточным Саяном, Западный Саян с Восточным имеет торцовое соединение под прямым углом, торцовое сочленение наблюдается между Кураминским хребтом и Северным Тянь-Шанем, Полярный Урал изломом в 90° соединяется с Пай-Хоем. Иные простирания границ между крупными поднятиями и сопряженными с ними прогибами на рассмотренной территории имеют в целом подчиненное значение, хотя широтные играют существенную роль в Тянь-Шане, а Урал почти на всем своем протяжении имеет меридиональное простирание.

Геометрическая закономерность тектонических простираний указывает на то, что глубинные процессы, вызывающие вертикальные движения коры, развиваются в пространстве земных недр не беспорядочно, а сосредоточены вдоль некоторых линий, преимущественно прямых и подчиненных определенным направлениям. В чем причина этого — остается пока лишь гадать. Но если поднятия и опускания земной коры связаны с циркуляцией материала в недрах, то указанная геометрическая правильность может быть истолкована так, что в глубине существуют каналы определенных направлений, по которым и происходит такая циркуляция, а наблюдаемые на поверхности глубинные взрезы являются отражением этих сверхглубинных каналов. При таком толковании последние оказываются первичными, а зоны поднятия и опускания коры — вторичными. Повторяем, однако, что вся проблема глубинных взрезов еще ждет своего исследователя.

Глубинные сдвиги. Существуют глубинные разломы, в истории которых, как это можно судить по ряду признаков, преобладают не вертикальные, а горизонтальные смещения вдоль разлома. То, что эти разломы принадлежат к группе глубинных, следует из их большой протяженности: разломы, которые имеются в

виду, протягиваются на многие сотни километров.

Следует отметить, что горизонтальные перемещения глыб земной коры даже большой амплитуды устанавливаются гораздо менее уверенно, чем вертикальные перемещения значительно меньшей амплитуды. Это связано с тем, что трудно найти реперы для определения горизонтальных смещений, тогда как вертикальные смещения легко устанавливаются по мощностям и фациям осадков и даже просто по рельефу. Поэтому вокруг проблемы глубинных сдвигов часто возникают дискуссии: там, где одни исследователи видят большие горизонтальные смещения, другие предполагают значительно меньшую их амплитуду, а третьи вообще отрицают наличие сдвига. Однако все же несомненно, что имеется особая группа больших по протяжению разломов, которые не разграничивают зоны разного тектонического развития, подобно глубинным взрезам, а пересекают эти зоны под углом. Они более прямолинейны, чем взрезы, и сохраняют на всем своем протяжении большую цельность, тогда как глубинные взрезы часто распадаются на отдельные отрезки, расположенные пунктиром или кулисообразно. Кроме того, для всех таких разломов, действительно, устанавливается наличие горизонтального смещения, хотя уверенно можно говорить об очень небольшой амплитуде — в сотни метров или в несколько километров. Представления о большой амплитуде всегда находятся в зависимости от того, как истолковать те или иные наблюдения.

Классическим примером глубинного сдвига является разлом Сан-Андреас в Калифорнии, имеющий протяженность в 800 км (Муди, Хилл, 1960) (рис. 2.9). Вдоль него неоднократно происходили землетрясения и, в частности, землетрясение 1906 г., разрушившее город Сан-Франциско. Во время тех землетрясений, которые происходили на глазах человека, смещения по разлому всегда были горизонтальными и правыми (в 1906 г. — до 7 м в некоторых местах). Кроме того, топографическая карта показывает, что мелкие долины, пересекающие разлом, разрезаны последним и их отрезки смещены друг относительно друга с правой амплитудой около 1 км. Поскольку рельеф имеет четвертичный возраст, следует заключить, что за четвертичный период (т. е. в течение последнего миллиона лет) суммарная величина правых перемещений вдоль разрыва составила 1 км. Вероятно, эта амплитуда сложилась из большого числа мелких толчков.

Указанным ограничиваются данные об амплитуде смещения по разлому Сан-Андреас, которые можно считать вполне достоверными. Но взаимное расположение пород по обе стороны от разлома многими геологами истолковывается как свидетельство в пользу гораздо более ранних и суммарно гораздо более крупных смещений. Некоторые полагают, что смещение началось уже в конце юры и с тех пор амплитуда смещения достигла 560 км. Другие, более многочисленные исследователи, считают эти предположения недостаточно обоснованными и утверждают, что можно говорить о смещении только с конца миоцена и с амплитудой не более 240 км. Таким образом, даже для наиболее детально изученного глубинного сдвига остаются неясности в определении его амплитуды и возраста.

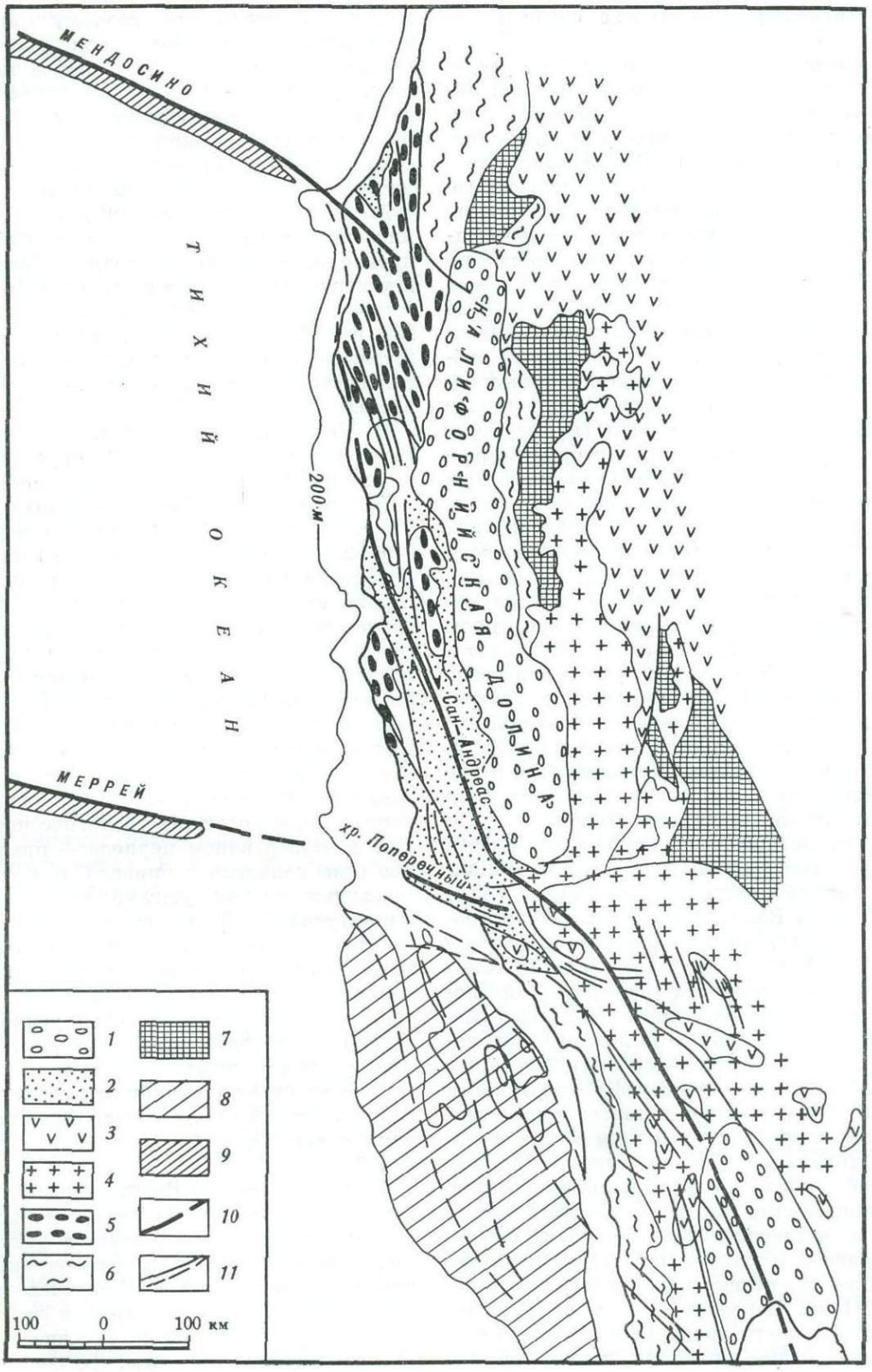
В Шотландии описан большой сдвиг Грейт-Глен (Кеннеди, 1963). В определении его амплитуды также нет полной ясности.

В нашей стране большим сдвигом считается Таласо-Ферганский разлом в Средней Азии (рис. 2.10). Его протяженность 400 км. В северной своей части он разделяет каледонскую и герцинскую складчатые зоны Тянь-Шаня, а южнее косо пересекает структуры Центрального Тянь-Шаня. Эти структуры прямо через разлом не проходят. Но предполагается, что их продолжение может быть найдено, если считать, что по разлому в конце палеозоя произошло правое горизонтальное смещение с амплитудой 200 км. В мезозое по разлому происходили только вертикальные движения. Однако в самое последнее геологическое время — уже в четвертичном периоде — правое смещение возобновилось и привело к излому пересекающих разлом ущелий с горизонтальной амплитудой 30—50 м (Буртман, 1963).

Строго говоря, только последняя амплитуда может считаться вполне достоверно установленной. Смещение, предполагаемое в конце палеозоя, представляет собой возможную, но далеко не обязательную интерпретацию существующих данных.

Следовательно, глубинные сдвиги в не меньшей, а может быть в большей степени, чем глубинные взрезы, требуют специальных исследований.

Глубинные надвиги. Единственным типом структур, который может толковаться как глубинный надвиг, является так называемая зона Беньофа, приуроченная к материковым окраинам тихоокеанского типа (Беньоф, 1957). Механизм очагов землетрясений, приуроченных к этой зоне, как известно, указывает на надвигание материковой стороны на океаническую. Те же данные тол-


МЕНДОСИНО
ТИХИЙ ОКЕАН
МЕРРЕЙ
200 м
Сан-Андреас
хр. Поперечный
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
100 0 100 км

куются и как результат пододвигания океанической стороны под материковую.

О зоне Беньофа более подробно будет сказано ниже.

Глубинные сбросы. Этот вид глубинных разломов сопровождает растяжение земной коры. Соседние участки коры раздвигаются, и между ними возникают наклонные нормальные сбросы со смещением висячего крыла вниз. Наклонным положением трещины и наклонным же скольжением висячего крыла по ней вниз глубинные сбросы отличаются от глубинных взрезов. Наклонные смещения глыб земной коры вниз компенсируют растяжение. В зоне растяжения коры обычно образуется целая серия сбросов, простирающихся поперек направления растяжения и наклонных в ту и другую стороны. Комбинации сбросов приводят к образованию чередующихся грабенов и горстов. Такие сложные зоны растяжения коры называются рифтами.

Говорить о сбросах как о глубинных разломах можно в тех случаях, когда они объединяются в рифты большой протяженности, измеряемой сотнями и тысячами километров с большой вертикальной амплитудой перемещений. Примерами таких континентальных рифтов являются Африкано-Аравийский, Рейнский, Байкальский, Большого Бассейна — в Кордильерах Северной Америки (Система рифтов Земли, 1970).

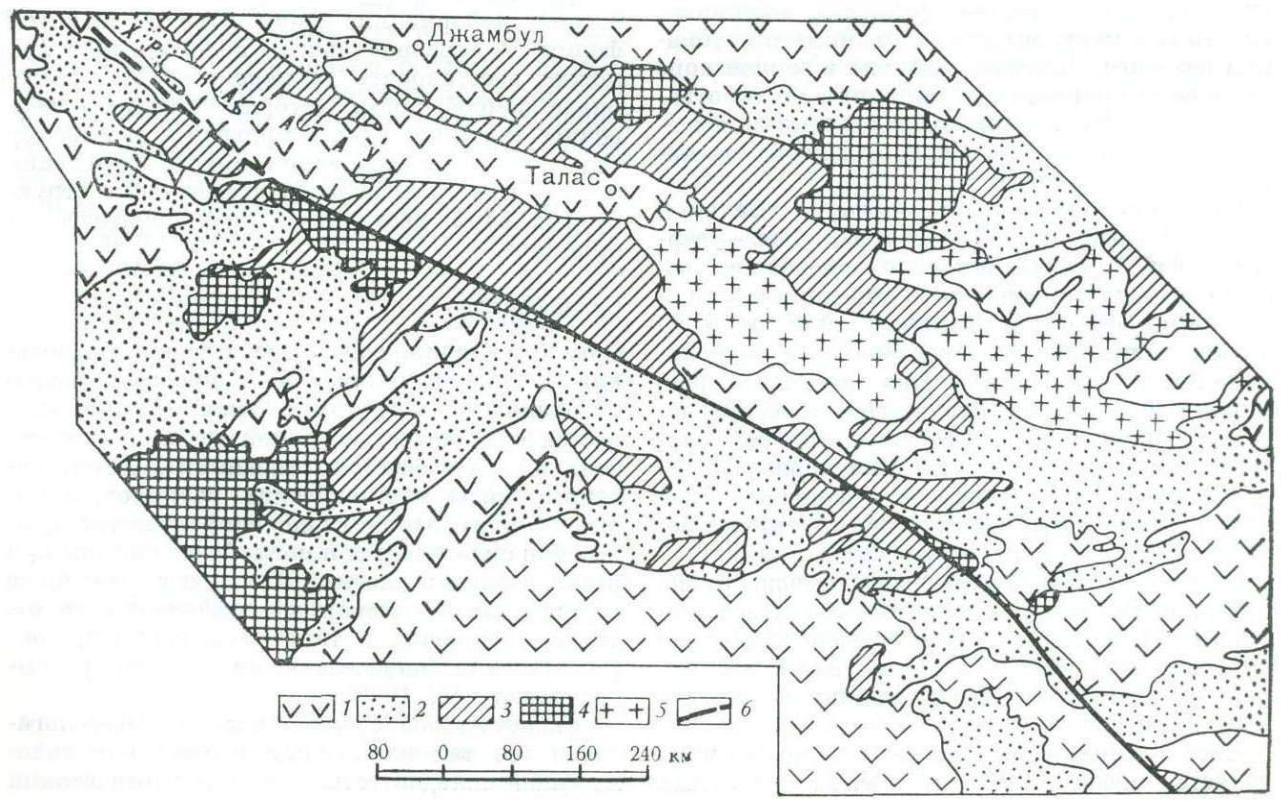
Ширина рифтов различна — от десятков километров (Рейнский рифт — 40 км) до сотен километров (рифт Большого Бассейна — 600 км). Вертикальная амплитуда опускания земной коры в Байкальском рифте достигает 5 км, в других рифтах она обычно не превышает

Рис. 2.9. Геологическая схема Калифорнии. Составил В. В. Белоусов

1, 2 — юрские, меловые и преимущественно третичные отложения: *1* — молодых тектонических депрессий, *2* — Берегового хребта; *3* — наземные третичные вулканогенные породы; *4* — позднеюрский гранитный батолит Сьерра-Невады; *5, 6* — офиолитовые формации: *5* — юрская, *6* — триасовая; *7* — палеозойские отложения; *8* — подводное краевое плато; *9* — подводные хребты-разломы; *10, 11* — разломы: *10* — главнейшие, *11* — второстепенные

Рис. 2.10. Упрощенная структурная схема части Тянь-Шаня, прилегающей к Таласо-Ферганскому разлому. По В. С. Буртману (1963)

1 — 3 — отложения: *1* — мезо-кайнозойские, *2* — пермские, каменноугольные и девонские, *3* — силурийские, нижнепалеозойские и докембрийские; *4, 5* — интрузии: *4* — герцинские, *5* — каледонские и докембрийские; *6* — разлом



3 км. Преимущественный наклон разломов 60—70°. Из вертикальной амплитуды смещений и наклона разломов можно определить размер растяжения земной коры. Для Африкано-Аравийского рифта растяжение выражается величиной 2—3 км, для Байкальского и Рейнского рифтов не превышает 2 км, а для рифта Большого Бассейна достигает 70 км. Но это последнее растяжение распределено по большей ширине рифта и приблизительно равно 10% от этой ширины.

Развитие рифтов сопровождается характерной магматической деятельностью, что позволяет выделять особый рифтовый эндогенный режим. Его более полная характеристика будет дана ниже. Здесь мы отметим только, что все известные крупные материковые рифты, перечисленные выше, представляют собой молодые тектонические структуры, образованные в неотектоническую эпоху — в неогене и четвертичном периоде. Существовали ли рифты в другое геологическое время и какими они были — вопрос, который не может считаться решенным.

Глубинные раздвиги. Если растяжение земной коры приводит не к сбросам, а к образованию зияющей трещины, то такая структура является раздвигом. Когда есть основания считать, что трещина раздвига проникает сквозь всю кору, мы можем говорить о глубинном раздвиге. Зияющая трещина в земной коре не может сохраниться пустой. Она либо заплывает, либо заполняется посторонним веществом. Глубинные раздвиги заполнены магматическим материалом.

Глубинным раздвигом является Великая Дайка Родезии (Дю-Тойт, 1957). Это — вертикальное интрузивное тело, сложенное основными и ультраосновными породами протерозойского возраста. Ширина дайки от 5 до 10 км, длина 500 км. Простираясь в меридиональном направлении, дайка пересекает различные метаморфические и магматические породы докембрия. Дифференциация магматического материала внутри дайки привела к горизонтальной расслоенности с концентрацией относительно более кислых пород вверху, а более основных — в глубоких частях дайки.

Многие глубинные раздвиги выражены на поверхности дайками, значительно менее широкими. Например, дайка Бревен в Швеции протягивается на 25 км, ее ширина 1 км. Огромное число даек имеет ширину в десятки и сотни метров.

Часто суммарное раздвигание коры распределяется между большим числом отдельных раздвигов, которые заполняются дайками. Так образуются пучки или рои даек. Рой даек преимущественно долеритового состава третичного возраста (с конца эоцена до миоцена) известен, например, на западе Шотландии. Простирающиеся в меридиональном направлении дайки местами здесь настолько густо покрывают площадь, что занимают 20% всего разреза.

2.2.2. Внутрикоровые тектонические процессы

Классификация тектонических процессов

В подавляющем числе случаев слои осадочных горных пород первоначально залегают горизонтально и при этом сохраняют целостность и непрерывность на площади своего распространения. Если сейчас слой не горизонтален, изогнут или разрезан разрывами и отдельные участки его перемещены, то это — результат последующих тектонических процессов: связных (пластических) деформаций и разрывов. Те и другие в дальнейшем называются тектоническими деформациями или дислокациями. Связные деформации — это преимущественно складки. Поэтому, когда речь идет раздельно о связных деформациях и разрывах, мы говорим о складках и разрывах.

Сравнивая возникшие в результате тектонических деформаций вторичные структурные формы с первоначальным положением слоя, можно восстановить те перемещения в материале земной коры, которые нарушили первичное залегание слоя и привели к его новому залеганию. На основании такого сравнения может быть предложена классификация структурных форм, построенная на кинематическом принципе.

Складчатость

Обычно складки, связанные в своем образовании с единой кинематикой, пространственно объединяются в группы. Такая группа называется складчатостью. С той же единой кинематикой оказываются связанными и определенные виды тектонических разрывов, которые поэтому закономерно сопровождают данный тип складчатости и могут быть описаны при рассмотрении последней. В связи с этим ниже дается кинематическая классификация не отдельных складок, а типов складчатости, сопровождаемых определенными видами разрывов (Белоусов, 1969).

Складчатость общего смятия. Морфологически это так называемая полная или голоморфная складчатость. Ее морфологическими

признаками являются: а) непрерывность чередования складок на площади, б) равное развитие антиклинальных и синклинальных складок, в) линейность складок (их длина значительно больше ширины и в пределах широких полос складки параллельны друг другу).

Эти морфологические особенности складчатости общего смятия указывают на то, что отдельные складки здесь не представляют обособленных структурных образований. Каждая складка составляет часть общей складчатой структуры и подчиняется плану последней. Такая складчатость должна возникать в результате продольного, т. е. параллельного слоям, сжатия. Поскольку первоначальное залегание слоев горизонтальное, сжатие, очевидно, должно быть направлено также горизонтально. Такой механизм и позволил назвать эту складчатость складчатостью общего смятия.

С тем же горизонтальным сжатием связаны и разрывы, которые закономерно сопровождают складчатость общего смятия. Среди последней обычно распространены надвиги, представляющие собой с точки зрения механики результат скалывания под воздействием горизонтального сжатия. Кинематическое родство складчатости этого типа и надвигов особенно ярко проявляется в чешуйчато-складчатой структуре, т. е. там, где складки в пределах более или менее широкого пучка наклонены в одну сторону и при этом подрезаны поверхностями надвигания, наклоненными в ту же сторону. Типичный облик складчатости общего смятия показан на рис. 2.11 (левая часть рисунка).

В областях развития складчатости этого типа встречаются также и тектонические покровы, среди которых выделяются две разновидности: гравитационные (гельветского типа) и глубинные (пеннинского типа). О последних мы упомянем ниже. Что же касается покровов гельветского типа, то они представляют собой результат оплывания или соскальзывания пакетов слоев по склонам, созданным в результате дифференциальных вертикальных движений земной коры. Как мы увидим ниже, складчатость общего смятия всегда развивается в зонах контрастных вертикальных движений коры — в геосинклиналях, чем и объясняется связь гельветских покровов с этой складчатостью.

Глыбовая складчатость. Морфологически эта складчатость принадлежит к так называемой прерывистой или идиоморфной. Для нее характерны морфологические признаки, в значительной степени противоположные тем, которые были перечислены для складчатости общего смятия. Эти признаки следующие: а) прерывистость или локальность складок (изолированные складки чередуются с участками ненарушенного залегания слоев); б) неравное развитие выпуклых и вогнутых форм: антиклинали (поднятия) резко выражены, тогда как синклинали обычно отсутствуют, сменяясь полосами горизонтального залегания слоев; в) отсутствие линейности, которое проявляется в том, что складки здесь преимущественно короткие (брахиантиклинали) или округлые (купола), и в том, что простирание от складки к складке может меняться.

Эти морфологические особенности свидетельствуют о том, что каждая складка данного типа представляет собой самостоятельное структурное образование, в той или иной мере независимое от других складок. Такое заключение подтверждается большим морфологическим разнообразием складок этого типа, которые бывают и большими и малыми, вытянутыми и круглыми, с крутыми и очень пологими крыльями, причем с таким разнообразием мы сталкиваемся, изучая складки, расположенные рядом и составляющие, судя по всему, единый структурный комплекс.

Поскольку активными формами оказываются только антиклинали, образующие в слоях структурные выпуклости, непосредственную причину образования такой складчатости следует видеть в поднятии отдельных участков или глыб земной коры, выталкиваемых вверх глубинными силами. Отсюда и название этого типа складок. Морфологическое разнообразие складок можно связать с различной формой поднимающихся глыб, разной амплитудой их поднятия, разным наклоном их поверхности. Механизм образования глыбовой складчатости определяет и тип разрывов, которые с нею связаны. Это главным образом взрезы и сбросы, т. е. вертикальные смещения по вертикальным же трещинам или смещения верхних крыльев по наклонным разрывам вниз. Образуются также раздвиги, т. е. зияющие трещины, которые обычно заполняются минеральным веществом поверхностного или глубинного происхождения. Вертикальные сбросы (взрезы) являются следствием неравномерного поднятия глыб земной коры, а наклонные сбросы и раздвиги отражают то растяжение, которое испытывают слои коры, когда они выгибаются под давлением снизу.

Глыбовая складчатость характерна для платформ и для окраин подвижных зон — геосинклиналей и орогенов.

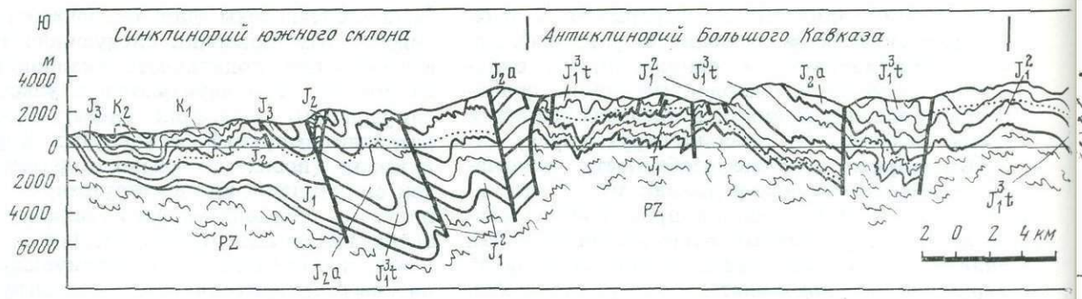


Рис. 2.11. Геологический профиль через Главный Кавказский хребет. По А. А. Сорскому (1962)

Пунктирная линия — условное положение зеркала складчатости

Складчатость нагнетания. Складчатость этого типа морфологически характеризуется тем, что некоторая серия слоев, залегающая среди других пород, образует структурные формы, резко дисгармоничные по отношению к залеганию выше- и нижележащих пород: толщина этой серии уменьшена в одних местах и резко увеличена в других. Такая серия отличается относительно повышенной текучестью, а внутреннее строение и ее взаимодействие с вышележащими слоями свидетельствуют о том, что подобное изменение ее толщины вызвано деформацией — выжиманием слоев из одних мест и нагнетанием их материала в другие. Места увеличения толщины текучей серии представляют собой «ядра нагнетания», а вся совокупность таких деформаций называется складчатостью нагнетания.

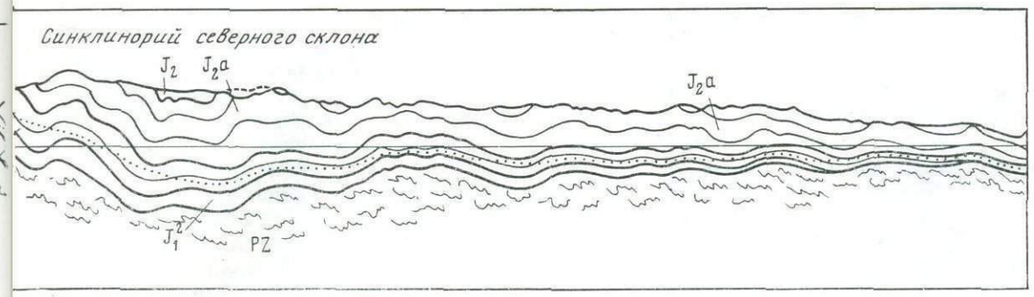
В областях, охваченных такой складчатостью, выделяются три комплекса пород: нижний, который не участвует в деформации, средний — подвижный, в котором сосредоточивается перетекание, и верхний, который деформируется пассивно, под воздействием перемещений среднего комплекса. В качестве текучих пород выступают: соль (чаще всего), гипс, глина (особенно насыщенная водой и газом). В некоторых случаях ядра нагнетания образованы тонкослоистыми мергелями, а также углем.

Ядра нагнетания бывают разной формы. Широко распространены ядра круглые или овальные. В сечении они могут иметь форму подушки, или пня, или колонны, высота которой может значительно превышать поперечный размер. Если склоны ядра пологи, вышележащие слои, приподымаясь на его поверхности, образуют пологий же купол. Если же ядро принимает форму колонны, то помимо приподымания вышележащих слоев наблюдается и их протыкание. Это — диапировые купола. Особенно широко развиты диапировые купола с солью в ядре протыкания.

Существует складчатость нагнетания, выраженная узкими длинными антиклиналями (к ядрам которых и приурочено нагнетание текучей серии), чередующимися с широкими очень пологими синклиналями. Последние образуются над местами, откуда произошло выжимание текучих пород. По своим морфологическим признакам такая складчатость называется гребневидной (рис. 2.12).

Среди всех типов складчатости складчатость нагнетания является наиболее понятной по своему механизму. Главным фактором в ее образовании служит инверсия плотностей. Текучая серия обладает меньшей плотностью, чем вышележащая толща пород, и поэтому первая стремится всплывать среди второй, что возможно путем длительного крипа, если вязкость пород не слишком велика. Ядра нагнетания и протыкания являются фигурами такого всплывания. Весь процесс вполне аналогичен конвекции. Но это не тепловая, а гравитационная конвекция. Как правило, в геологической обстановке она не доходит до полного вытекания легкого материала на поверхность: существуют причины, останавливающие этот процесс на некоторой промежуточной стадии (возрастание вязкости в связи с тем, что породы, поднимаясь, охлаждаются; уменьшение и полное исчезновение подъемной силы, когда породы ядра оказываются на уровне, на котором уменьшается плотность покрывающих пород, и др.).

Виды разрывов, которые сопровождают складчатость нагнетания, такие же, как и разрывы, связанные с глыбовой складчатостью: ядра нагнетания могут быть ограничены вертикальными разрывами, а в верхнем комплексе пород, выгнутых над ядром и находящихся поэтому в состоянии растяжения, образуются наклонные сбросы и раздвиги.



Складчатость нагнетания характерна для глубоких прогибов (синеклиз) на платформах, а также для передовых и межгорных прогибов геосинклиналей и орогенных зон.

Глубинная складчатость. Это — складчатость, наблюдаемая в сильно метаморфизованных породах. Таковыми чаще всего бывают породы древние — докембрийские (преимущественно нижнепротерозойские и архейские). Глубинная складчатость характеризуется большой сложностью (Эз, 1976). Для нее типична сильная дисгармония. Складки разных размеров от крупных до мельчайшей плойчатости накладываются друг на друга. Для глубинной складчатости особенно характерно наложение друг на друга складок, различных не только по размеру, но и по простиранию и морфологии. Разные складки образовывались последовательно, так что складки более ранних генераций оказывались смятыми в складки более поздние. Например, часто можно установить, что изоклинальные лежачие складки первой генерации смяты в более поздние круглые складки, которые в свою очередь изогнуты в пологие складки другого направления и т. д.

Такие сложные деформации не могут быть вызваны действием сил, которые приложены к данному массиву извне. Внешние силы, передаваясь через слои, могут вызвать в них относительно простые деформации лишь с малой долей дисгармонии. Они никак не могут явиться причиной очень сложных изгибов в одном слое и совершенно иного типа деформации в соседних слоях. Сложные дисгармоничные деформации должны возникать под влиянием объемных сил, приложенных к каждому участку толщи пород непосредственно, что только и может привести к тем деформационным несогласованностям в поведении слоев, которые наблюдаются в глубинной складчатости.

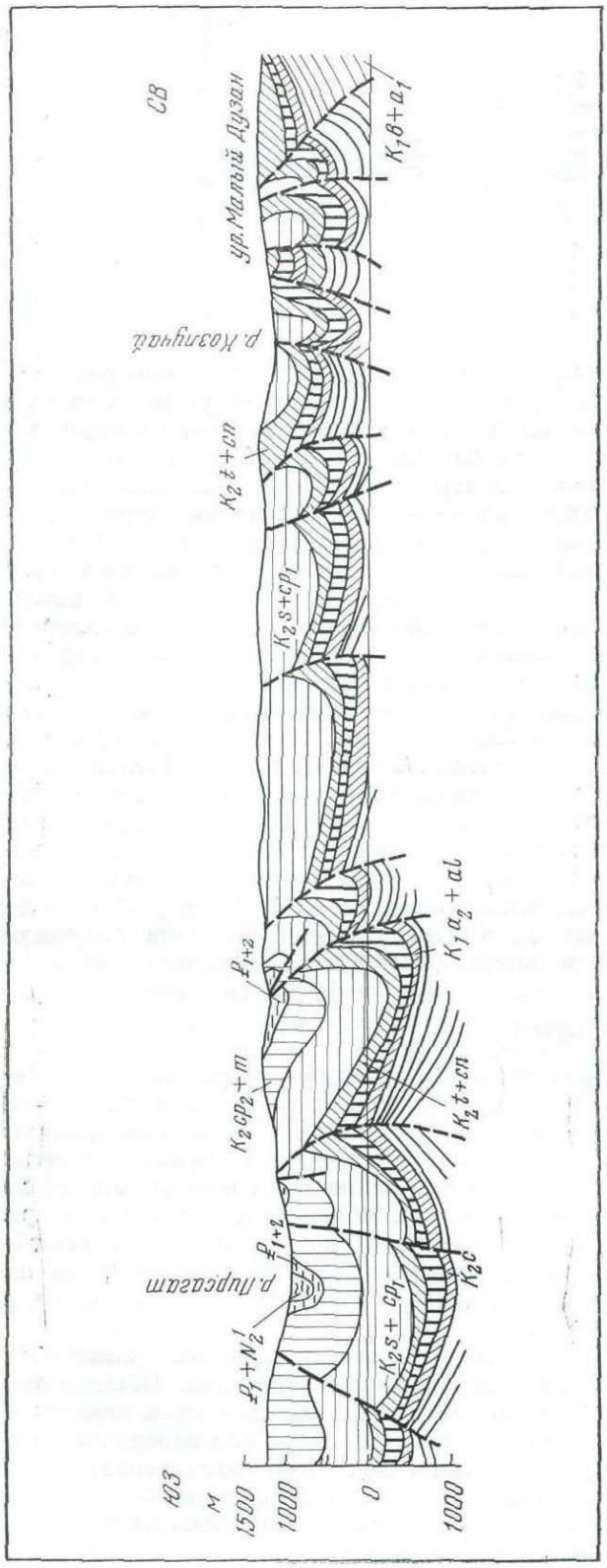
Есть основания предполагать, что здесь действует механизм «глубинного диапиризма»: на некоторой стадии метаморфических превращений (когда вода выделяется из минералов в пространства между зернами и еще не ушла из породы наружу) плотность пород временно уменьшается, и тогда возникает состояние инверсии плотностей. Метаморфизуемые породы всплывают свозь покрывающие породы, и во время такого всплывания и развиваются в них сложные деформации, являющиеся как бы застывшим рисунком тех струй и вихрей, на которые разбивается этот поток.

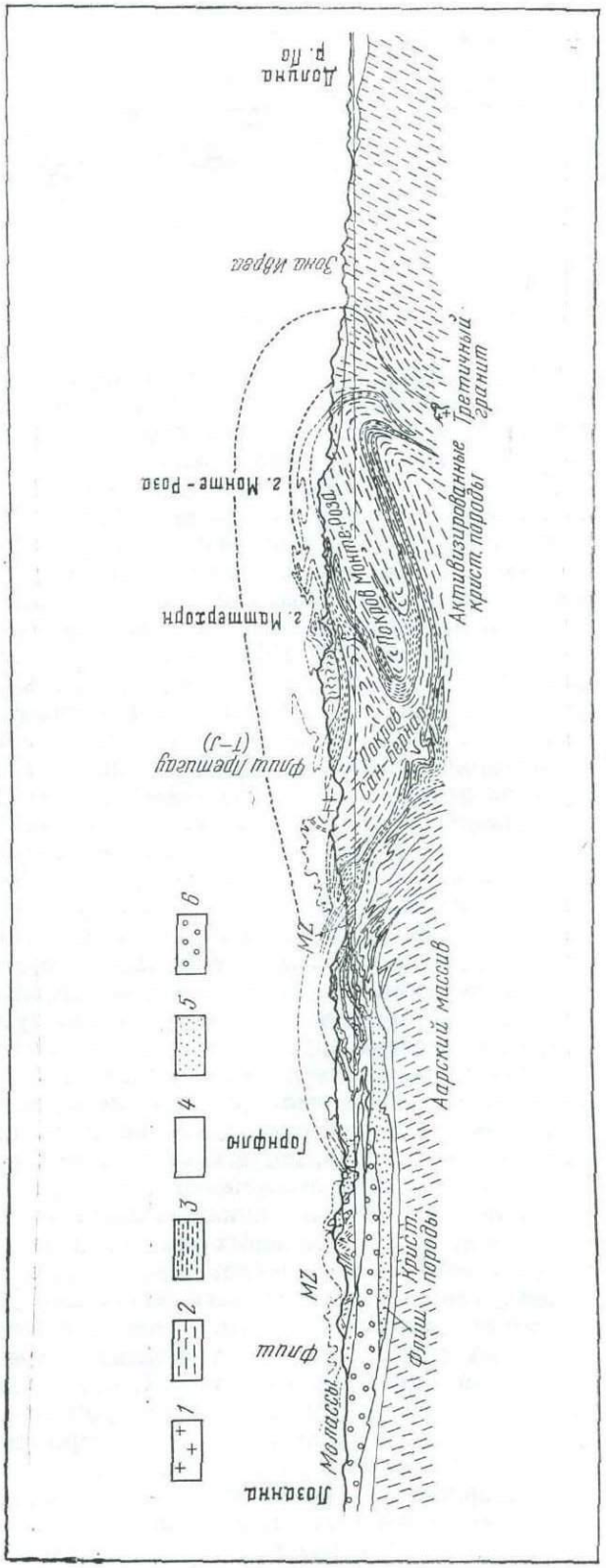
Глубинная складчатость развита во внутренних зонах геосинклиналей, где проявлен региональный метаморфизм. В тех же зонах наблюдаются тектонические покровы глубинного или пеннинского типа. Они известны в Альпах, в каледонидах Гренландии и Шотландии и в других складчатых зонах. Покровы пеннинского типа представляют собой ядра глубинных диапиров, состоящие из метаморфических пород. В верхней своей части такие диапиры расползаются грибообразно или в форме одностороннего козырька и наползают на окружающие породы (рис. 2.13).

Разрывы

Внутрикоровые разрывы чрезвычайно разнообразны по размеру: от сантиметровых трещин до разломов в десятки километров длиной. Разрывы разделяются на две группы: трещины и разрывы со смещением. К трещинам относятся те разрывы, смещением крыльев которых при данном масштабе исследования можно пренебречь. Разрывы со смещением разделяются на раздвиги, сдвиги, взбросы, надвиги, взрезы и сбросы.

При раздвиге стенки трещины расходятся и трещина становится зияющей. Обычно она при этом заполняется тем или иным минеральным веществом глубинного или поверхностного происхождения. Так образуются разные минеральные жилы. Вертикальные жилы, образованные застывшим магматическим материалом, называются дайками.


СВ
ЮЗ
м
1500
1000
0
1000
ур. Малый Дузан
р. Козлучай
р. Пирсагат
$K_1 в + a_1$
$K_2 t + cn$
$K_2 s + cp_1$
$K_1 a_2 + al$
$K_2 cp_2 + m$
$K_2 t + cn$
$K_2 c$
$K_2 s + cp_1$
$P_1 + N_2^1$
P_{1+2}


Долина р. По
Зона Ивреа
Третичный гранит
г. Монте-Роза
г. Маттерхорн
Покров Монте-Роза
Покров Сан-Бернар
Активизированные крист. породы
Флиш Претигау (T-J)
Аарский массив
Горнфлю
Флиш
Крист. породы
Молассы
Лозанна
MZ
1
2
3
4
5
6

Сдвиг — это вертикальный или наклонный разрыв, смещение стенок по которому произошло преимущественно в горизонтальном направлении.

Взбросы и надвиги представляют наклонные разрывы со смещением висячего (верхнего) крыла преимущественно вверх (по восстанию разрыва). Различие состоит лишь в угле наклона разрыва: обычно взбросами называются разрывы, залегающие круче 60°, а надвигами — все более пологие разрывы.

Взрезами именуются вертикальные разрывы с преимущественно вертикальным же смещением.

Сбросы это — наклонные разрывы со смещением висячего крыла преимущественно вниз (*по падению разрыва*).

Эта классификация является схематичной, она исходит из того, что движения крыльев разрывов происходят преимущественно либо в горизонтальной, либо в вертикальной плоскости. Геологическая практика показывает, что такое ограничение вполне приемлемо для классификации относительно крупных разрывов, по которым смещения действительно происходят почти исключительно в горизонтальном или вертикальном направлениях. Эта особенность крупных разрывов, вероятно, связана с влиянием силы тяжести. Но по мере уменьшения размеров смещаемых массивов роль силы тяжести уменьшается и в конце концов становится незначительной. Вместе с тем в ориентировке разрывов все большее значение приобретают механические неоднородности строения горных пород. Отсюда — потеря упорядоченности в смещениях: движения малых объемов пород имеют место в равной мере в любых направлениях, в связи с чем часто приходится говорить о таких комбинированных смещениях, как сбросо-сдвиги, сдвиго-надвиги и т. п. Но сплошь и рядом в таких случаях целесообразно определять положение разрыва в пространстве и направление смещения по отношению не к горизонтальной и вертикальной плоскостям, а к слоям осадочных пород или к границе интрузивного тела, выделяя, например, разрывы, перпендикулярные и параллельные слоям или краю интрузии.

Общая трещиноватость пород. Это чрезвычайно интересное явление — трещиноватость, имеющая всеобщее распространение. Она наблюдается как в деформированных, так и в горизонтально залегающих слоях. Благодаря ей вся наблюдаемая верхняя часть земной коры представляет собой как бы кирпичную кладку: кора не монолитна, а состоит из множества отдельных, примыкающих друг к другу, но все же разделенных трещинами глыб. В спокойно залегающих осадочных породах общие трещины обычно преимущественно перпендикулярны слоям, причем отдельные трещины, как правило, не выходят за пределы одного или нескольких слоев. В следующих слоях трещины этого направления снова появляются, но они несколько смещены в сторону. Трещины образуют системы: внутри каждой системы трещины параллельны между собой. Имея разное простирание, системы пересекаются, причем особенно распространены ортогональные сочетания трещин. Частота трещин зависит от механических свойств пород и от толщины слоя: в одних и тех же породах частота трещин убывает с возрастанием мощности слоя. Расстояние между трещинами одной системы может колебаться от нескольких сантиметров до нескольких метров. Замечательным свойством общих трещин является выдержанность их простираний на огромных площадях платформ. Например, на всей площади Восточно-Европейской платформы преобладают простирания: юго-запад — северо-восток и северо-запад—юго-восток. В деформированных породах общие трещины обычно подчиняются залеганию слоев: например, они перпендикулярны слоям, некоторые из них при этом направлены вдоль простирания слоя, другие — в направлении его падения и, соответственно, изменяют свое положение в пространстве вместе с изгибами слоя.

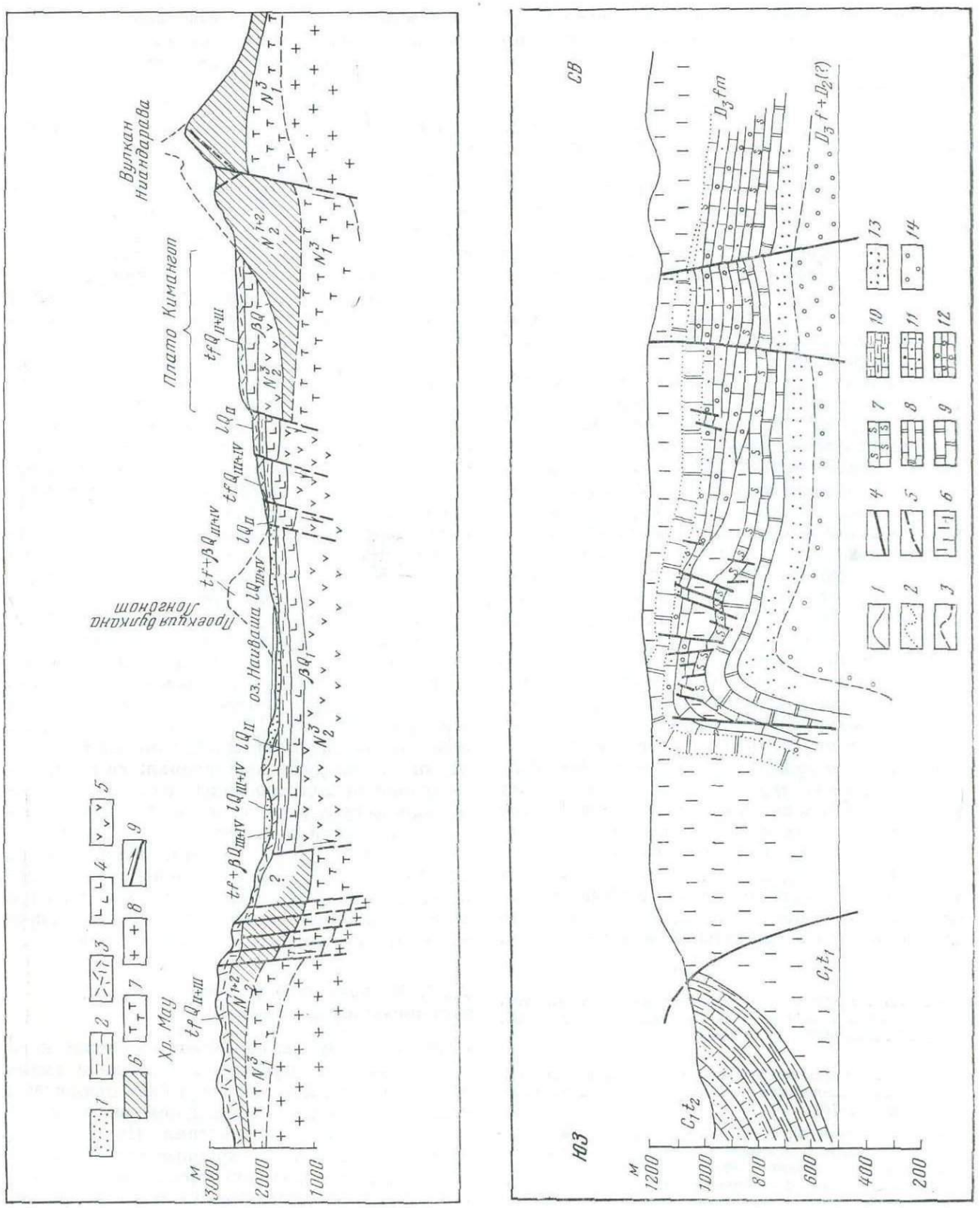
Рис. 2.12. Гребневидная складчатость нагнетания. Геологический профиль, юго-восточная часть Кавказа. По А. В. Вихерту и др. (1966)

Рис. 2.13. Пеннинские покровы в Швейцарских Альпах и выжимание из-под них гельветских покровов. По Арганду (Argand, 1916)

1 — третичные граниты; *2* — палеозойские кристаллические породы, активизированные альпийским метаморфизмом; *3* — метаморфизованные нижнемезозойские породы; *4* — неметаморфизованный мезозой; *5* — эоценовый флиш; *6* — олигоцен — миоцен (молассы)

2.2.3. Механические условия тектонических деформаций

Складки и разрывы образуются в земной коре под влиянием напряжений. Последние вызываются силами, которые могут быть приложены к данному участку земной коры, теоретически говоря, в любом направлении. Но когда мы изучаем относительно крупные тектонические структуры, мы находим признаки того, что эти структуры создаются силами или сжатия,


Вулкан Ниандарава
Плато Кимангоп
Проекция вулкана Лонгонот
оз. Наиваша
Хр. Мау
м
3000
2000
1000
СВ
ЮЗ
м
1200
1000
800
600
400
200

или растяжения, или сдвига, направленными преимущественно либо в горизонтальном, либо в вертикальном направлении. Под влиянием этих сил образуются как складки, так и разрывы, а также ряд сопутствующих им частных структурных форм. В результате возникают некоторые закономерные сочетания складок и разрывов (структурные парагенезы), каждое из которых связано с определенной динамической обстановкой. Например, в динамической обстановке горизонтального растяжения образуются главным образом сбросы и раздвиги, а также трещины отрыва. Основной структурной формой при растяжении является грабен, т. е. впадина, окаймленная сбросами, наклоненными внутрь впадины (рис. 2.14).

Если динамическая обстановка горизонтального сжатия охватывает горизонтально лежащие слои, последние сминаются в складки, которые в этом случае являются складками продольного изгиба. Такие складки сопровождаются разрывами, вытянутыми по простиранию складок и имеющими характер взбросов или надвигов. Перемещения по ним дополняют то горизонтальное укорочение, которое реализуется в складках. Компенсирующее удлинение при этом происходит в вертикальном направлении. Эта обстановка изображена на рис. 2.11 (синклинорий южного склона) и на рис. 2.13.

Рис. 2.14. Пример структур, образованных в динамической обстановке горизонтального растяжения. Профиль через рифт Грегори (Восточная Африка). По Н. А. Логачеву (1974)

1, 2 — отложения: *1* — речные, озерные и пролювиальные, *2* — озерные и дельтовые; *3* — туфы и лавы; *4 — 7* — вулканогенные серии: *4* — трахитовая, *5* — базальтовая, *6* — щелочные лавы и туфы нижнего — среднего плиоцена, *7* — фонолиты верхнего миоцена; *8* — докембрийский фундамент; *9* — сбросы

Рис. 2.15. Пример структур, образованных в динамической обстановке вертикального сдвига. Профиль через Компатасско-Мынчабырскую антиклиналь (Каратау, Казахстан). По М. В. Гзовскому (1959)

1 — граница при резком литологическом переходе от одних отложений к другим; *2* — граница при постепенном литологическом переходе от одних отложений к другим; *3* — предполагаемое положение литологической границы; *4, 5* — тектонические разрывы: *4* — установленные, *5* — предполагаемые; *6, 7* — известняки: *6* — массивные и толстослоистые, *7* — среднеслоистые водорослевые и комковые; *8* — известняки и доломиты среднеслоистые; *9* — доломиты тонкослоистые; *10* — тонкослоистые известняки, доломиты и мергели; *11* — тонкослоистые алевритовые известняки с прослоями известковистых песчаников; *12* — конгломераты из обломков известняков и доломитовых известняков, цемент карбонатный; *13* — красные и зеленые преимущественно аркозово-кварцевые песчаники; *14* — конгломераты, преимущественно красноцветные, из обломков разнообразных изверженных пород и песчаников

С горизонтальным сжатием могут быть связаны и сдвиги, но при условии, что при этом процессе компенсирующее удлинение происходит в горизонтальном же (но поперечном по отношению к оси сжатия) направлении.

Силы, действующие в земной коре в вертикальном направлении, обычно приводят к неравномерным поднятиям и опусканиям отдельных участков коры. При этом создается механическая обстановка вертикального сдвига: два соседних участка коры движутся друг относительно друга в вертикальном направлении. В этой динамической обстановке образуются глыбовые складки или возникает «клавиатура» блоков коры, в которой чередуются блоки, поднятые и опущенные. В структурный парагенез входят в этих случаях взрезы. В слоях в кровле глыбовых складок в результате выгибания возникает растяжение, которое может сопровождаться системой сбросов и раздвигов. Пример такого парагенеза можно видеть на рис. 2.15, на котором изображено крутое крыло глыбовой складки, сопровождаемое взрезами; на своде складки система сбросов указывает на растяжение.

Изучение структурных парагенезов является одним из путей к восстановлению характера и ориентировки былых тектонических напряжений. Для восстановления полей тектонических напряжений изучаются также деформации, испытанные отдельными зернами и кристаллами, слагающими породу (Гзовский, 1975).

Деформации и разрывы происходят не только в земной коре, но и в любых твердых телах при приложении к ним напряжений. Поэтому деформации и разрывы широко изучаются в механике, физике, технике. Реология и теория прочности представляют собой глубоко разработанные научные дисциплины. Естественно использовать накопившиеся в этих дисциплинах сведения, чтобы истолковать условия образования тектонических структур. Это можно сделать, однако, только отчасти. Дело в том, что разработанная в физике твердого тела, механике и технике теория деформаций и разрушения освещает процесс только очень малых деформаций, происходящих в однородных телах. В проблеме разрушения тел она освещает только самый начальный момент возникновения трещины. Между тем тектонические деформации всегда бывают большими. Они происходят в огромных объемах горных пород, весьма неоднородных по своему внутреннему строению. Эти деформации развиваются неравномерно, в связи с чем сплошь и рядом

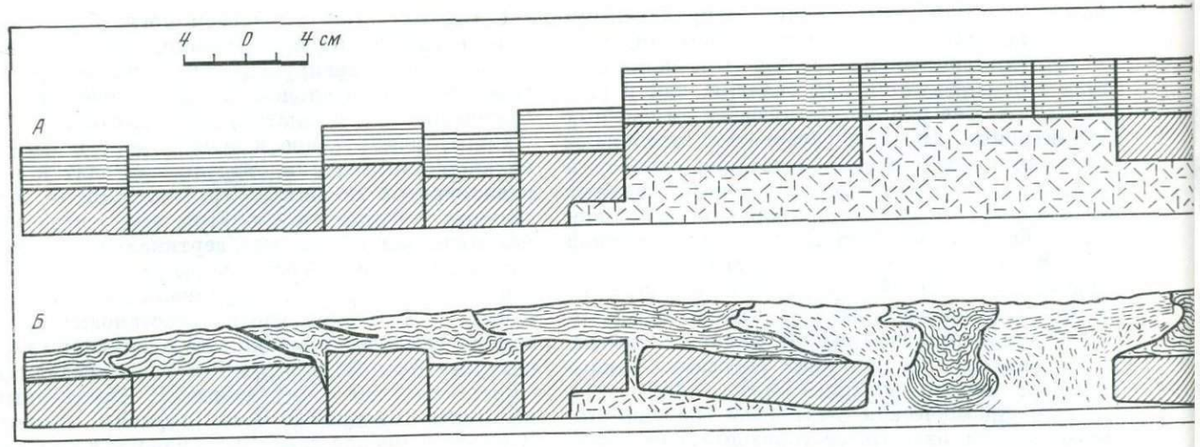


Рис. 2.16. Моделирование складчатой зоны. По Н. Б. Лебедевой (1966)

1 — канифоль (70%), машинное масло СУ (30%), плотность 0,99 г/см³; *2* — канифоль (63%), машинное масло СУ (30%), глина (7%), плотность 1,06 г/см³; *3* — канифоль (73%), скипидар (27%), плотность 1,00 г/см³; *4* — петролатум с песком, плотность 1,80 г/см³; *5* — канифоль (73%), скипидар (27%) с волосками, плотность 1,00 г/см³; *6* — разрывы; *7* — границы между пачками разных блоков

пластические деформации и разрывы образуются и развиваются одновременно в одном и том же массиве пород. Немаловажным является и то, что для деформаций, происходящих в больших объемах горных пород, нельзя игнорировать влияние силы тяжести.

Все указанные обстоятельства вносят специфику в процесс тектонических деформаций и разрывообразования, которую обязательно следует принимать во внимание. Эта специфика в настоящее время не может еще иметь количественного выражения, ее можно выразить только качественно. Ниже в очень краткой форме характеризуются те особые факторы, которые влияют на развитие тектонических деформаций и разрывов (Белоусов, 1971).

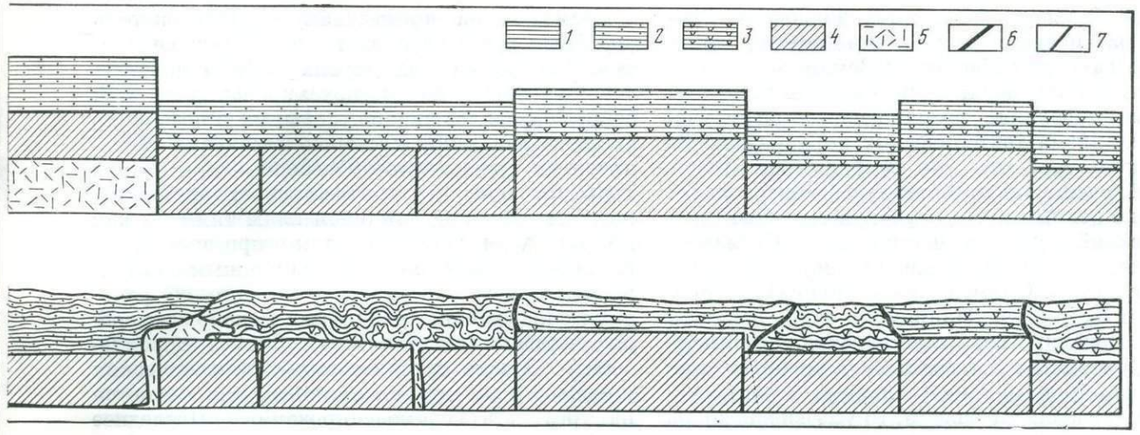
Изменчивость деформационных свойств горных пород. Вязкость, предел пластичности, прочность пород зависят от температуры и всестороннего давления и могут меняться с течением времени, даже в ходе развития одной деформации. Исключительное значение в геологической обстановке приобретает время, в связи с чем ползучесть (крип) оказывается главнейшим механизмом пластических деформаций.

Неустойчивость большой пластической деформации. Пластическая деформация, превысившая некоторую критическую величину, теряет устойчивость и дальше развивается неравномерно, сосредоточиваясь в некоторых местах и разгружая другие. При растяжении неустойчивость ведет к образованию шеек, при сжатии слоев — к их изгибам.

Неоднородность строения горных пород и их толщ. Неоднородность строения пород и их комплексов, выраженная на любом уровне — от кристаллической решетки до слоистости, существенно влияет на ход пластической деформации, локализацию, положение разрывов и на структуры, которые при этом образуются. Наибольшее значение имеет слоистое строение осадочных толщ. Только благодаря слоистости в этих толщах при продольном сжатии образуются складки. Облегченное скольжение между слоями ведет к тому, что изгиб слоев в складки оказывается энергетически более выгодным, чем однородная деформация горизонтального сжатия и вертикального удлинения. Но в неслоистых горных породах (например, в магматических массивах) при тех же условиях сжатия развивается деформация, по своему характеру гораздо более близкая к однородной.

Распределенное приложение сил. Силы в земной коре прилагаются к породам, как правило, не точечно, а распределенно, т. е. силы сжатия, или растяжения, или сдвига распределяются по некоторой поверхности. Поэтому любой участок слоя может находиться в состоянии растяжения, сжатия или сдвига независимо от соседних участков, и разгрузка от напряжений одного участка не ведет к разгрузке других участков.

Например, если происходит изгиб слоев под влиянием давления, приложенного к ним снизу на некоторой площади, то каждый участок



каждого слоя в этой пачке в пределах всей площади изгиба находится под воздействием сил растяжения. Поэтому если где-либо прочность слоя будет превзойдена и образуется трещина, то это не значит, что весь слой окажется разгруженным от напряжений: разгрузка захватит лишь самые ближайшие окрестности трещины, а дальше напряженное состояние сохранится. В связи с этим трещины растяжения могут возникать одновременно или последовательно не в одном, а во многих местах. Распределенное приложение сил ведет к повторению на площади однотипных тектонических структур. При этом «шаг», устанавливающийся между повторяющимися структурами, вполне закономерен. Например, шаг между трещинами растяжения в каком-либо слое на куполе будет пропорционален размеру растягивающих напряжений и обратно пропорционален полной прочности данного слоя.

Неравномерность деформаций и разрывообразования. Неравномерность хода деформаций в больших объемах горных пород наиболее ярко выражается в одновременном развитии пластических деформаций и разрывов. Бо́льшая часть тектонических разрывов принадлежит к разряду вязких разрывов. Такой разрыв образуется в процессе пластической деформации. Во всех случаях разрыв начинается с зародыша очень малого размера. Разрыв — зародыш — возникает там, где в силу тех или иных неоднородностей концентрация пластического течения раньше, чем в других местах, приводит к разрыву сплошности. Зародыши одновременно или последовательно могут возникать в разных местах деформируемого массива. Затем они разрастаются во все более крупные трещины. Рост трещин происходит внутри массива, который в целом продолжает пластически деформироваться. Отсюда — повороты ранее образовавшихся частей трещин, тогда как новые их участки, подчиняясь все тому же плану напряжений, следуют предыдущему направлению. Так возникают изогнутые трещины, отдельные участки которых соответствуют разным стадиям их роста.

Перераспределение напряжений. Всякое изменение структуры горной породы в процессе деформации, образование любой трещины ведут к перераспределению напряжений внутри деформируемого массива. Таким образом, раз начавшись, деформация и разрывообразование влияют на дальнейший ход того и другого. Одним из следствий такого перераспределения напряжений является, например, то что разрывы, разрастаясь, не остаются прямолинейными, а приобретают волнистую в любом сечении форму. Протяженные разрывы обычно состоят из примыкающих друг к другу дугообразных разрывов.

Действие объемных сил. Все тектонические деформации происходят в поле силы тяжести. Влияние последней на деформацию зависит от размера деформируемых масс. Оно велико там, где участвуют большие массы пород. Влияние это различно. Например, на ход деформации в какой-либо пачке слоев всегда влияет нагрузка вышележащих пород. Объемная сила тяжести в отличие от сил внешнего приложения может вызвать деформацию в любом участке массива, как бы далеко он ни находился от края последнего. Особенно выразительно объемная сила тяжести проявляется в обстановке инверсии плотности, о чем уже шла речь выше.

Гравитационная конвекция, связанная с инверсией плотности, несомненно, играет чрез-

вычайно большую роль в тех движениях, которые развиваются как в земной коре, так и в более глубоких оболочках Земли.

Здесь только очень коротко были намечены главные проблемы, возникающие при изучении механизма тектонических деформаций. То обстоятельство, что эти проблемы не могут быть облечены в количественную форму, делает особенно ценным метод изучения тектонических деформаций путем моделирования. Последнее основывается на применении теории физического подобия. Применима она, правда, к упрощенным условиям. Например, если задаться целью моделировать пластические тектонические деформации и считать, что развитие этих деформаций определяется вязкостью материала и гравитационными силами, то условие подобия выглядит следующим образом:

$$C_\eta = C_p \cdot C_g \cdot C_l \cdot C_t,$$

где C_η, C_p, C_g, C_l, C_t — факторы (т. е. отношение между моделью и природным объектом) соответственно *вязкости* (η), *плотности* (p), ускорения силы тяжести (g), размеров (l) и продолжительности (t). Все факторы, кроме первого, задаются условиями опыта. Если модель создается в нормальном поле силы тяжести Земли, фактор C_g равен единице. Если модель создается в центрифуге, где ускорение силы тяжести заменяется центробежной силой, превышающей силу тяжести, тот же фактор не равен единице.

Задача состоит в том, чтобы определить, какой вязкостью (η) должен обладать эквивалентный материал. Например, если фактор продолжительности будет 10^{-11} (т. е. приблизительно 1 час в опыте отвечает 10 млн. лет в природе), фактор размера равен 10^{-4} (10 см модели соответствуют 1 км природного объекта), а плотности материала модели и пород близки, то фактор вязкости (при моделировании без центрифуги) должен быть равен 10^{-15}. Принимая среднюю вязкость горных пород в 10^{18} пуаз, получаем вязкость эквивалентного материала 10^3 пуаз. *Такая вязкость свойственна очень* влажной глине или вазелину. Эти материалы и явятся эквивалентными для воспроизведения *в малом объеме и в короткое время* тектонической деформации, вызванной силой тяжести и протекающей в природе в больших массивах пород и в течение очень длительного времени. При использовании центрифуги вязкость эквивалентного материала может быть больше, в качестве материала для моделей может быть использован, например, силикон. Такая модель гораздо прочнее и легче сохраняется.

Несмотря на чрезвычайную упрощенность подобных расчетов и на то, что в них не учитывается целый ряд других деформационных свойств горных пород, моделирование на этой основе оказалось вполне успешным и позволило вскрыть ряд важных сторон механизма тектонических деформаций. Особенно много дало моделирование для понимания тех процессов, которые идут под влиянием силы тяжести как при инверсии плотностей, так и при оплывании пластичного материала по наклонным поверхностям. Современные представления об условиях образования диапировых куполов и вообще складок нагнетания, глубинной складчатости, а также гравитационных тектонических покровов в значительной степени основываются на результатах моделирования. Последнее очень полезно и для изучения механизма образования разрывов и их развития вместе с *продолжающейся в окружающей среде пластической* деформацией.

Оптический метод определения напряжений *в прозрачных моделях позволяет связать* разрывы с распределением напряжений в модели.

На рис. 2.16 изображена модель складчатой зоны, которая получена Н. Б. Лебедевой (1966) в лабораторной обстановке. Моделирующим материалом была канифоль в смеси с машинным маслом, примесь которого позволяла регулировать плотность и вязкость материала. Модель была построена из примыкающих друг к другу блоков разной высоты, разделенных первоначально перегородками. Блоки имели слоистое строение и в части их (в середине и в правой стороне модели) существовала инверсия плотностей: несколько более плотный материал залегал на менее плотном. Особенно большой контраст плотностей был создан в середине модели, где нижние слои, имевшие плотность 1,0 г/см^3, частично были перекрыты материалом с плотностью 1,8 г/см^3 (и частично с плотностью 1,06 г/см^3). Там же мощность легкого материала являлась максимальной, он был неслоистым и имитировал породы в состоянии гранитизации. *Разная высота блоков отражала* результат произошедших ранее вертикальных движений коры. Исходное состояние модели изображено *на рис. 2.16, А, длина модели 140 см*, ширина 30 см, высота в наиболее высоком месте 10 см.

Когда перегородки были убраны, модель самопроизвольно пришла в движение и через двое суток была получена структура, изображенная на рис. 2.16, *Б*. В средней части легкий материал, всплывая, создал два «глубинных диапира». Между ними был зажат и смят

в складки материал, лежавший ранее сверху. Расплывшись в верхней своей части, «диапиры» образовали «покровы пеннинского типа», которые толкали перед собой материал соседних блоков. В левой части модели можно видеть покровы гельветского типа. Почти повсеместно образовалась более или менее сложная складчатая структура.

Модель показывает, что в условиях инверсии плотностей в осадочной слоистой толще и поднятых на разную высоту блоков коры сложная складчатая структура и тектонические покровы могут возникать при полном отсутствии внешнего горизонтального сдавливания. Деформации происходят в результате циркуляции материала вверх и вниз при стремлении его к равновесию при инверсии плотностей, а также в результате растекания возвышенностей. Пересчеты, основанные на упрощенной теории подобия, приводят к выводу, что в данном эксперименте создана модель складчатой зоны шириной около 150 км. Высота первоначальных возвышенностей была около 5 км, а горизонтальная амплитуда покровов достигала 20 км.

По экспериментальной тектонике имеется теперь уже обширная литература. Для развития этого метода так же, как и для создания основ всей тектонофизики, очень много было сделано М. В. Гзовским (1975).

Следует, однако, подчеркнуть, что моделирование в связи с несомненно весьма приближенным подобием природным условиям не может служить прямым доказательством того или иного механизма образования тектонических форм. Оно указывает лишь на возможный механизм, но не утверждает, что он единственный.

Глава третья

КРАТКИЙ ОЧЕРК ТЕКТОНИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ МАТЕРИКОВ

Приведенный в главе 1 обзор основных черт тектоники материков показывает, что между отдельными элементами их строения, сформированными неодновременно, существуют значительные различия. Главнейшими из этих элементов являются древние платформы и складчатые пояса. В пределах последних в разное время на различных участках происходили процессы складчатости, сопровождавшиеся формированием комплексов изверженных пород и метаморфизмом. Земная кора приобретала мощный гранитно-метаморфический слой и одновременно становилась менее подвижной. Обширные площади складчатых поясов превращались в складчатое основание молодых платформ. Поверх этого основания образовывался чехол осадочно-вулканогенных толщ, подобный чехлу древних платформ. Так, в пределах складчатых поясов на разных этапах их геологической истории возникали значительные по площади молодые платформы с позднепротерозойским (байкальским), палеозойским (каледонским и герцинским) и даже мезозойским складчатым основанием, правда, не прикрытым еще чехлом.

Самыми молодыми элементами строения материков являются кайнозойские складчатые области, завершившие развитие (Альпийская складчатая область Европы и Азии), и области, в которых геосинклинальные процессы еще продолжаются. К последним относятся Индонезийская область и островные дуги периферии Тихого океана, Карибского моря и Южных Сандвичевых островов.

Вопрос о древнейших элементах строения земной коры более сложен. Трудности в идентификации этих древнейших элементов возникают в связи с тем, что они подвергались неоднократной «переработке» (метаморфизму, метасоматозу, пронизыванию магматическим материалом, деформациям) в последующее время. От древних элементов поэтому остались лишь разрозненные реликты, а самые древние из них вообще уже не могут быть распознаны.

Нижняя часть коры сложена гранулито-базитовым (обычно называемым «базальтовым») слоем, состоящим, по-видимому, из пироксеновых и плагиоклазовых гнейсов, амфиболитов, основных и ультраосновных магматических пород. В этом слое еще сохранились, вероятно, реликты наиболее древних образований, отвечающих первичным стадиям формирования земной коры. Но не подлежит сомнению, что этот нижний слой коры настолько изменен и структурно и вещественно в более позднее время, что современный облик слоя в большой степени определяется этими последующими процессами.

Верхняя часть коры сложена, как известно, гранитно-метаморфическим слоем. В этом слое наиболее древние породы имеют абсолютный возраст около 3,6—4,0 млрд. лет.

В соответствии с разделением материков на различные по возрасту части могут быть выделены этапы развития коры материков, неодинаковые по длительности.

Гипотетическим древнейшим этапом является время образования первичного нижнего (гранулито-базитового) слоя коры. Этот этап должен был занять время от 4,5 млрд. лет назад (приблизительное время начала формирования земной коры) и до 3,6 млрд. лет назад (время наиболее древних пород, принадлежащих уже к гранито-гнейсовому слою). Второй, самый длительный этап, отвечает времени формирования фундамента древних платформ (от 3,6 до 1,7 млрд. лет). Образование фундамента произошло в результате чрезвычайно длительных процессов метаморфизма, метасоматических явлений и гранитизации древнейших магматических, вулканических и осадочных комплексов, что и привело к формированию мощ-

ного гранитно-метаморфического основания материковой земной коры. Древние платформы представляют не только самые ранние ее части по времени возникновения, но и наиболее монолитные и устойчивые ее блоки. Третий этап отвечает времени образования байкальского складчатого основания на обширных площадях всех поясов (1700—570 млн. лет). Четвертым является этап формирования каледонских складчатых областей, имеющих относительно меньшее распространение. Пятый соответствует формированию герцинских складчатых областей и образованию фундамента эпигерцинских платформ. Шестым является альпийский этап, отчетливо выраженный только в пределах Средиземноморского пояса, где он соответствует мезозойской и кайнозойской истории развития Альпийской складчатой области.

В пределах Тихоокеанского пояса история развития складчатых областей значительно отличалась. Был отчетливо выражен байкальский этап и только местами достаточно хорошо проявляются каледонский и герцинский этапы. В значительных частях пояса они не выражены, здесь шел непрерывный геосинклинальный процесс развития от позднего докембрия (рифея) до конца мезозоя. Поэтому историю этих частей пояса приходится рассматривать независимо от циклов в других поясах. Последним в Тихоокеанском поясе является этап развития самых молодых кайнозойских складчатых областей периферии океана и Индонезийского и Карибского морей.

3.1. Древнейший этап формирования земной коры

Как уже было упомянуто, гранулито-базитовый слой земной коры под древними платформами возможно содержит остатки древнейших (первичных) элементов коры, имевших меланократовый состав. По своему происхождению эти элементы связаны с процессами магматизма — выплавлением базальтовых расплавов из вещества верхней мантии в соответствии с представлениями А. П. Виноградова (1959), Грина и Рингвуда (1968) и ряда других исследователей.

Породы, участвующие в строении гранулито-базитового слоя земной коры, подстилая архейские метаморфические комплексы фундамента древних платформ, образуют отдельные более или менее значительные выходы, слагая отдельные поднятые блоки или чешуи, связанные с разломами. Такие выступы известны на Балтийском щите, где меланократовые породы этого слоя слагают основание кольской серии Мончаволчьих Тундр (Герлинг, Масленников и др., 1974). На Алданском щите тому же слою отвечает курультино-гонамский комплекс бассейна р. Сутам (Глуховский, Павловский, 1973). В Африке это — серия Себаквай Южной Родезии, а в Южной Америке — серия Кайенна. Как указывалось, остается проблематичным, насколько эти древнейшие породы сохранили свой первоначальный облик.

Этап образования гранитно-метаморфического слоя древних платформ охватывает по времени более половины всей истории Земли.

В формировании фундамента древних платформ намечается определенная последовательность событий и, вероятно, в дальнейшем будут установлены более четкие стадии этого процесса. В настоящее время они могут быть охарактеризованы лишь в самом общем виде.

Древние платформы состоят в основном из сочетания массивов или блоков архейских метаморфических пород, сопровождаемых телами изверженных пород. Архейские метаморфические комплексы образовались в условиях прогибов дна древнейших бассейнов (протогеосинклиналей), разделенных поднятыми участками и грядами вулканических островов. В бассейнах происходило накопление мощных вулканических толщ преимущественно основного состава, обломочных продуктов типа граувакк и некоторых хемогенных осадков (кремнистых). По радиометрическим данным все эти комплексы характеризуются возрастом более 3000 млн. лет. Кольская серия имеет (Герлинг и др., 1968, 1974) возраст 3560—3600 млн. лет. Сходство строения и условий залегания этих серий привело Е. В. Павловского (1970) и других исследователей к выводу, что их формирование связано с определенной древнейшей стадией начального развития земной коры, которую Павловский назвал нуклеарной. Эта стадия не вполне одинакова по возрасту на разных платформах, но в общем проявлялась в интервале от 3800 до 2800 млн. лет назад (Pavlovsky, 1974).

Наиболее древние комплексы метаморфических пород, слагающие архейские массивы, возникли в условиях водных бассейнов. Это гнейсы и кристаллические сланцы основного состава, амфиболовые, биотит-амфиболовые гнейсы и амфиболиты или гранулитовые комплексы, образовавшиеся из вулканогенных по-

род основного состава. Нередко они сопровождаются мощными прослоями и пачками осадочных отложений. В сумме эти толщи архея достигают огромной общей мощности, иногда более 10—12 км.

Комплексы нижнего архея охарактеризованы сейчас в различных районах выходов фундамента древних платформ. В пределах Балтийского щита — Э. К. Герлингом, В. А. Масленниковым и другими авторами; на Украинском щите — Г. И. Каляевым (1965) и В. А. Рябенко (1970). На Алданском щите Сибирской платформы они подробно описаны Е. В. Павловским (1970), Е. М. Лазько (1971) и М. З. Глуховским (1973). На Южно-Африканской платформе древнейшая серия Себаквай описана Хаутоном (Haughton, 1969), на Гвианском щите Южной Америки — Вильсоном и Шубером (Choubert, 1966), в Западной Австралии — Брауном с соавторами (Brown, Campbell, Crook, 1968), на Канадском щите — Стоквеллом (Stockwell, 1970).

Во многих случаях архейские породы, как, например, иенгрская и тимптонская серии Алданского щита, кольская серия Балтийского щита, характеризуются присутствием высокоглиноземистых кристаллических сланцев с пачками кварцитов, а иногда и карбонатными прослоями. Высокоглиноземистые силлиманитовые и кордиеритовые гнейсы и кристаллические сланцы широко распространены среди архейских комплексов. В других случаях, как, например, на Украинском щите, где древнейшей является конско-верховцевская серия Приднепровского блока, она состоит из биотит-амфиболовых гнейсов и амфиболитов с пачками железистых пород с гематитом или магнетитом.

Образование высокоглиноземистых гнейсов связывается большинством исследователей, начиная с Н. В. Фроловой (1962), с процессами обогащения Al_2O_3 при выветривании основных вулканических продуктов — лав и туфов. Однако следует отметить, что современные вулканы периферии Тихого океана (Курильской дуги) извергают высокоглиноземистые лавы толеитового типа с содержанием глинозема до 18—20% (Пискунов, 1975).

В пределах фундамента многих платформ метаморфические комплексы архея образуют крупные куполовидные структуры, связанные с условиями пластичного или даже текучего состояния, в котором находились эти породы в относительно глубоких частях земной коры, где происходили процессы мигматизации и гранитизации.

Следующая стадия развития фундамента древних платформ, проявившаяся в конце архея или в раннем протерозое, характеризуется формированием систем впадин (трогов), заполненных кристаллическими сланцами, представляющими метаморфизированные вулканические и осадочные толщи, нередко с горизонтами железокремнистых пород. Они сопровождаются интрузиями основного состава и внедрениями гипербазитов. Нередко эти троги сопровождают зоны разломов, разделяющие отдельные архейские массивы. Иногда они образуют целые системы шовных грабенообразных структур. Такого рода системы многие исследователи считают своеобразными геосинклиналями хотя, признают их существенные отличия от геосинклиналей более позднего времени. К ним относят до 15 троговых впадин в пределах массива Верхнего озера (троги Абитиби, Киватин и др.), систему шовных структур Карелии, Оленегорскую Кольского полуострова (Горяинов, 1976), Криворожско-Курскую систему Восточно-Европейской платформы, Лабрадорскую, Дарварскую в Индии и другие. Все они имеют сходные черты строения и примерно одинаковый возраст. К этому же типу относятся системы трогов в Забайкалье в пределах Олекмо-Витимской горной страны (Федоровский, Лейтес, 1968).

Троги этого рода при длине до 200 км и более имеют ширину до 20 км, заполнены однообразными в формационном отношении вулканическими и осадочными толщами отложений, часто характеризуются сложным складчатым строением, сопровождаются габброидами и гипербазитами. От настоящих геосинклинальных прогибов они отличаются тем, что представляют хотя и длинные, но узкие шовные структуры с более короткой и простой историей развития без орогенного этапа. В отдельных случаях, когда имеются системы многочисленных шовных прогибов, они напоминают геосинклинальные области. Однако они не развивались как типичные геосинклинальные области, для которых характерно длительное и сложное развитие. Они скорее представляют своеобразную категорию разломных структур докембрия, связанных своим развитием с поздней стадией формирования фундамента древних платформ — когда последний подвергался интенсивному разламыванию.

Следующая стадия развития древних платформ выражена в образовании своеобразного протоплатформенного чехла, описанного очень многими исследователями, но в выявлении особенностей которого наибольшая роль принадлежит Е. В. Павловскому (1970). Чехол покры-

вает отдельные участки многих протоплатформ. Он сложен осадочными и вулканическими толщами, залегающими резко несогласно на фундаменте. Условия залегания этих пород схожи с условиями залегания чехла более поздних «обычных» платформ, но в то же время и отличаются от них: породы чехла смяты в складки и прорваны интрузиями, в частности гранитными.

Мощность толщ протоплатформенного чехла достигает сотен, тысяч и даже 10 000 м. Возраст этих толщ — ранний и средний протерозой. Отложения протоплатформенного чехла перекрывают как древние архейские массивы, так и системы описанных раннепротерозойских трогов. Наиболее известными районами распространения протоплатформенного чехла являются район оз. Гурон в Канаде, Трансваальская серия в Южной Африке, серия Рораима в Бразилии и Гвиане, Кодаро-Удоканская серия Сибирской платформы. К ним же относится ятулийская серия Карелии. Распространение протоплатформенного чехла сопровождается огромными расслоенными, сложно дифференцированными телами интрузий — гранитоидов и других изверженных пород. К ним относится Бушвельдский интрузивный комплекс Южной Африки, лополит Сэдбери в Канаде, интрузивный массив Удокан в Сибири и др.

В поздние стадии развития, параллельно с образованием протоплатформенного чехла и позднее, многие части древних платформ подвергались процессам метасоматоза, мигматизации и гранитизации. Тогда же образовались крупные магматические тела основного состава (лабрадориты), гранитоиды типа раппакиви и мощные вулканические толщи.

Очень широко в конце протоплатформенного этапа проявились процессы мигматизации и гранитизации. Мигматиты и граниты замещают значительные участки древних метаморфических пород. Нередко от архейских пород, подвергшихся этим процессам, сохраняются лишь отдельные участки или даже ксенолиты. Наложенные процессы в пределах архейских массивов древних платформ происходили, как показывают радиометрические определения возраста минералов и пород, в конце раннего или в среднем и позднем протерозое.

После окончания главнейших процессов формирования фундамента древних платформ и их древнейшего чехла начинается длительная собственно платформенная стадия их развития. В начале этой стадии поверхность фундамента платформы была значительно поднята и подвергалась воздействию процессов выветривания и размыва. Наиболее ранними депрессиями на поверхности фундамента, которые возникли с начала рифейской эры, являются окраинные или перикратонные прогибы по границе платформ с соседними складчатыми областями. Позже в теле платформ возникают разломы и образуются системы авлакогенов. Это происходит в начале или середине рифея.

Для последующего развития платформ характерно образование обширных прогибов поверхности фундамента, возникновение синеклиз, между которыми сохраняются участки, не подвергшиеся опусканию. В составе осадочного чехла, покрывающего поверхность всех платформ и заполняющего синеклизы, выделяется три-четыре осадочных комплекса, разделенных крупными несогласиями, отражающими главнейшие рубежи платформенной истории. На большинстве платформ это рифейско-кембрийский, ордовикско-девонский (каледонский), девонско-пермский (герцинский) и, наконец, мезокайнозойский комплексы.

3.2. Обособление складчатых поясов и особенности развития в них геосинклинальных складчатых областей

После окончания главнейших процессов формирования фундамента древних платформ в среднем протерозое произошло их обособление от разделявших их полос, которые в ходе дальнейших геосинклинальных процессов, складчатости, метаморфизма и магматизма преобразовались в складчатые пояса.

Развитие геосинклинальных областей начиналось в различных частях в разное время и заканчивалось не одновременно. В итоге во всех поясах присутствуют складчатые области неодинакового возраста. Как правило, более древние из них расположены по периферии поясов, более молодые — ближе к середине.

Однако эта закономерность не всегда строго выдерживается. Окончание геосинклинального процесса, складчатость осадочно-вулканических толщ, внедрение интрузивных тел приводили к образованию фундамента молодых платформ,

который затем на значительных площадях был покрыт осадочным чехлом.

Обычно различают два типа геосинклинальных областей. Одни из них характеризуются развитием мощных вулканических толщ преимущественно основного состава. Для других типично почти полное отсутствие основного вулканизма, хотя большим распространением нередко пользуются гранитоиды. Первые получили наименование эвгеосинклиналей, вторые именуются миогеосинклиналями (Штилле, 1964; Кэй, 1955; Cloos, 1939).

Среди эвгеосинклиналей необходимо выделять две существенно различающиеся их разновидности.

Одни из них образуются в результате развития систем геосинклинальных прогибов, трогов, заложенных на основании, представляющем океаническую земную кору. Они формируются при разламывании этой коры и развитии геосинклинального процесса. Многие исследователи считают, что в результате процессов метаморфизма, складчатости и гранитизации в них создается новый слой гранитно-метаморфической материковой коры.

Эвгеосинклинали другого рода образуются при возникновении систем трогов за счет разламывания, раздробления и, вероятно, раздвижения блоков более древней, ранее сформировавшейся материковой коры. При этом на дне трогов могут выступать участки раздробленного базальтового слоя земной коры, но борта, а также отдельные участки дна трогов образованы континентальной корой.

Эти две разновидности эвгеосинклиналей существенно различаются по особенностям формаций, преобладанию в первых из них мощных вулканических толщ, а также в общем большей длительностью развития этих эвгеосинклиналей (система Кордильер Северной Америки) при в общем сходных основных этапах развития обоих типов.

В результате развития геосинклинальной области, образовавшейся за счет раздробления материкового основания, кора утолщается и складчатая область, как правило, характеризуется при этом широким гранитоидным магматизмом.

Но следует подчеркнуть, что предположения о связи геосинклинальных областей в одних случаях с океанической, в других — с материковой корой далеко не всегда могут считаться обоснованными.

В следующей главе высказаны несколько иные идеи на этот счет. Но само по себе наличие этих двух основных типов геосинклинальных областей не вызывает сомнений.

Для складчатых областей байкальского этапа, где осадочно-вулканические толщи достигают огромной мощности, характерно широкое развитие геосинклинальных систем первого типа. Среди более молодых складчатых областей присутствуют геосинклинальные системы первого и второго типа.

3.3. Этап формирования молодых платформ с байкальским складчатым основанием

Байкальские геосинклинальные области возникли и развивались на обширных площадях всех поясов с начала рифейской эры, а в некоторых районах со среднего протерозоя (рис. 3.1).

В итоге их развития образовались отдельные участки платформ еще в середине рифейской эры. К концу эры возникли обширные платформенные площади. Во Внутриафриканском поясе платформенные участки ранее всего сложились по периферии пояса, а к концу эры он весь превратился в молодую платформу и как бы спаял соседние древние платформы. Так образовалась огромная Гондванская платформа Африки сложного строения. Точно так же в Южной Америке в результате складчатости в конце протерозоя Бразильский пояс превратился в основание платформы, соединив древние платформы.

В Атлантическом поясе байкальские складчатые области образовали обширные площади по атлантическому побережью Северной Америки, протягиваясь под дно Мексиканского залива. Байкальское складчатое основание сложилось по периферии Средиземноморского пояса в Западной Европе, в пределах Пиренейского полуострова, Франции, побережья Балтийского моря, юго-восточной Англии, по северному побережью Черного моря, в области равнинного Крыма и Северного Кавказа (Скифская плита), к востоку от Каспийского моря (Туранская плита), а также образует ряд больших срединных массивов внутри Альпийской складчатой области.

Значительна роль байкальских платформ, сложившихся по периферии Урало-Монгольского пояса, а также многочисленных срединных массивов. Более ограниченные пространства байкальского складчатого основания обра-

Рис. 3.1. Палеотектоническая схема материков для позднего протерозоя (рифея). Составил М. В. Муратов

1 — древние платформы; *2* — геосинклинальные области; *3* — массивы дорифейской или раннерифейской консолидации в пределах поясов; *4* — области с океаническим строением земной коры (догеосинклинальные)

зовались по периферии Тихоокеанского пояса в Азии, Северной Америке и Австралии.

В итоге байкальского этапа к концу рифейской эры на всем протяжении Внутриафриканского и Бразильского складчатых поясов и на значительных площадях других больших поясов сложилось байкальское гранитно-метаморфическое платформенное основание.

3.4. Этап формирования платформ с каледонским складчатым основанием

Для каледонских складчатых областей типично развитие геосинклинальных систем начиная со второй половины (а иногда и начала) рифейской эры, а затем в начале палеозоя до ордовика или конца силура. Орогенный этап проявлялся иногда в силуре, но наиболее типичен в раннем девоне. Каледонские складчатые области можно разделить на собственно каледонские и салаирские (рис. 3.2).

Молодые платформы с каледонским основанием пользуются в пределах складчатых поясов значительно меньшим распространением, чем байкальские. Помимо классической каледонской складчатой области Великобритании и северной части Скандинавского полуострова, а также северных Аппалачей в Канаде и их продолжения на побережье Гренландии каледонские складчатые области слагают внутреннюю часть Урало-Монгольского пояса (Алтае-Саянская область, Северная Монголия), а также представлены в Казахстане (Кокчетавско-Киргизская область). Небольшая часть Тихоокеанского пояса сложилась на этом же этапе в пределах Австралии.

Таким образом, каледонский этап играет в истории коры более скромную роль по сравнению с байкальским и с ним связано образование лишь ограниченных участков молодых платформ.

3.5. Герцинский этап развития складчатых поясов и образование эпигерцинских молодых платформ

Герцинские складчатые области играют значительно бóльшую роль в строении материков, чем каледонские, слагая обширные части всех складчатых поясов.

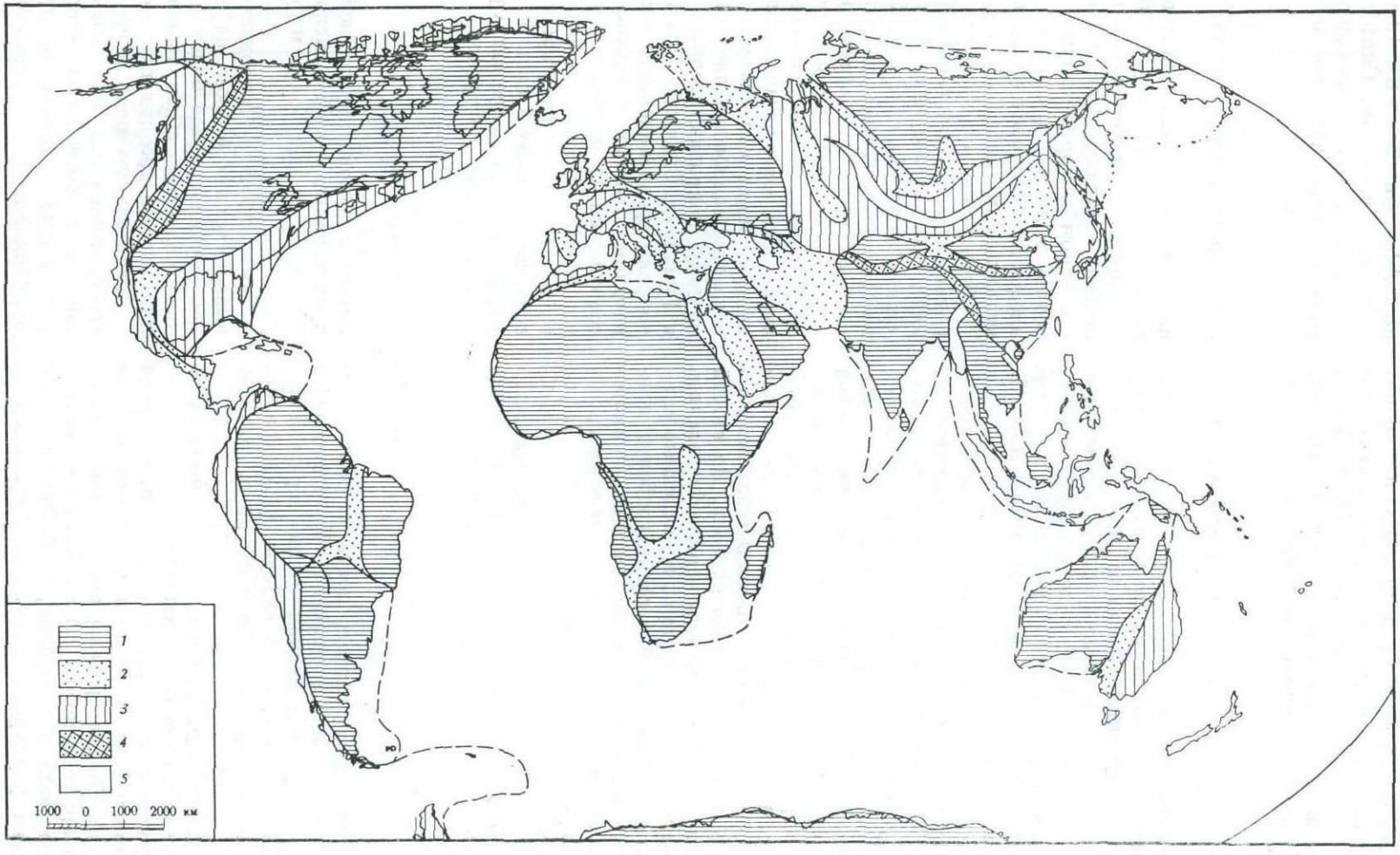
После окончания главного и орогенного этапов развития герцинских геосинклинальных областей Атлантический, Арктический и Урало-Монгольский складчатые пояса на всей площади превратились в основание молодых платформ. В Средиземноморском поясе эпигерцинское основание также возникло по периферии, слагая широкие полосы. Только в Тихоокеанском поясе в конце палеозоя образовались лишь относительно небольшие участки палеозойского основания.

После возникновения герцинского складчатого основания в пределах поясов молодые платформы стали играть значительную роль в строении всех материков. Они разделились на поднятые области, подобные щитам древних платформ, и обширные области неравномерного прогибания плиты, покрытые более или менее мощным мезо-кайнозойским осадочным чехлом. При этом фундаментом новообразованных платформ являлись не только собственно герцинские складчатые области, но и обширные по площади участки каледонского и байкальского основания, прикрытые единым по происхождению и возрасту эпигерцинским чехлом. Таким образом, молодые платформы имеют гетерогенное складчатое основание. Окончательно сложилось оно только после герцинской эпохи складчатости, и поэтому их осадочный чехол, прикрывающий огромные площади, действительно является эпигерцинским.

В истории эпигерцинских платформ отчетливо намечаются два неодинаковых по продолжительности этапа. Первый, начальный, был связан с эпохой формирования крупных систем грабенов, заполненных триасовыми и нижнеюрскими породами. Такого рода грабены, или тафрогены, известны в Средней Азии и Казахстане (Каратау, Ферганская система грабенов), на Урале (Челябинский грабен) и особенно широко развиты под чехлом Западно-Сибирской плиты, где образуют разветвленную систему, выдержанную на большом протяжении. Второй, более продолжительный этап начинается с поздней юры и продолжается до неогена и четвертичного периода. Для него характерно опускание плит и формирование покрывающего осадочного чехла с заполнением отдельных глубоких впадин.

Рис. 3.2. Палеотектоническая схема материков для начала палеозоя. Составил М. В. Муратов

1 — древние платформы; *2* — молодые (позднепротерозойские) платформы; *3* — геосинклинальные области; *4* — эпиплатформенные геосинклинальные области; *5* — области с океаническим строением земной коры (догеосинклинальные)



Наиболее обширными в пределах эпигерцинских платформ Атлантического пояса являются плиты восточного побережья США и берега Мексиканского залива, а также п-ова Юкатан. В Средиземноморском поясе расположены Северо-Африканская и Средне-Европейская, а также Мизийская, Скифская и Туранская плиты. В Урало-Монгольском поясе выделяются Западно-Сибирская и Буреино-Хинганская плиты.

3.6. Альпийский этап развития Средиземноморского пояса

В развитии Средиземноморского пояса Южной Европы и Юго-Западной Азии отчетливо намечаются три крупных этапа или цикла: байкальский, герцинский и альпийский. В байкальском этапе на обширной площади сложились молодые платформы по периферии пояса и многочисленные срединные массивы внутри Альпийской складчатой области.

В начале герцинского этапа (в ордовике—силуре) образовалась система сравнительно узких и не очень многочисленных геосинклинальных прогибов (геосинклинали Иберийской Месеты, Пиренеев, Арморикапская, Саксо-Тюрингская и Рено-Герцинская, Восточных Альп и Центральных Карпат, Внутренних Динарских гор, Балкан, Западной Анатолии, Добруджи, равнинного Крыма, северного склона Кавказа). Их главный геосинклинальный этап продолжался до середины карбона. Во второй половине карбона и начале перми образовались структуры орогенного этапа: заполненные угленосными толщами и молассами грабены, межгорные впадины и краевые прогибы. Формирование многих из них сопровождалось интенсивным позднепалеозойским вулканизмом. После складчатости конца орогенного этапа вся область превратилась в основание платформы.

Начало альпийского этапа в конце триаса или начале юры выразилось в образовании новых систем геосинклинальных прогибов, заполнение которых осадочными и вулканическими комплексами продолжалось до конца палеогена. Наряду с ними более многочисленные прогибы формировались в начале или середине мела и заполнялись флишевыми комплексами, сопровождающимися андезитовым вулканизмом (рис. 3.3).

Образование ряда трогов, как ранней генерации (Альпы, Динарские горы, Большой Кавказ), так и поздних (Восточные Карпаты, южная часть Малой Азии, Тавр, Малый Кавказ), сопровождалось движениями вдоль крупных разломов с возникновением покровов, в том числе надвигов офиолитового комплекса на более молодые складчатые толщи. Покровы имеют чаще всего позднемеловой возраст. Крупнейшая эпоха складчатости орогенного этапа в неогене сопровождалась также образованием крупных покровов, главным образом в Альпах и Гималаях. Значительную роль здесь играли покровы гравитационного типа, обусловленные началом крупных поднятий молодых горных сооружений. Существенную роль в самом конце истории Средиземноморского пояса играет возникновение здесь во второй половине неогена совершенно новых элементов структуры земной коры: крупных депрессий Средиземного, Черного и других внутренних морей (рис. 3.4).

3.7. Развитие Тихоокеанского пояса

История Тихоокеанского пояса является наиболее длительной и сложной. По его периферии еще в байкальском этапе образовались складчатые области Аделаиды в Австралии, Скалистых гор в Северной Америке, Антарктиды.

История отдельных частей пояса была очень различной. Наиболее отчетливо последовательное развитие складчатых областей от материка в сторону Тихого океана выражено на примере истории Кордильер Северной Америки и вкратце охарактеризовано выше. Близкая картина наблюдается в Австралии, где байкальская по времени формирования область Аделаиды сменяется к востоку каледонской, а затем герцинской и, наконец, кайнозойской областью Новой Зеландии и еще более молодой — островных дуг.

Само строение Тихоокеанского пояса указывает, таким образом, на его последовательное обрамление все более молодыми складчатыми областями в направлении от края окаймляющих его древних платформ к океану.

Значительную роль в его строении играют геосинклинальные складчатые области, имевшие очень длительную историю развития при непрерывном заполнении прогибов осадочно-вулканическими комплексами в течение очень

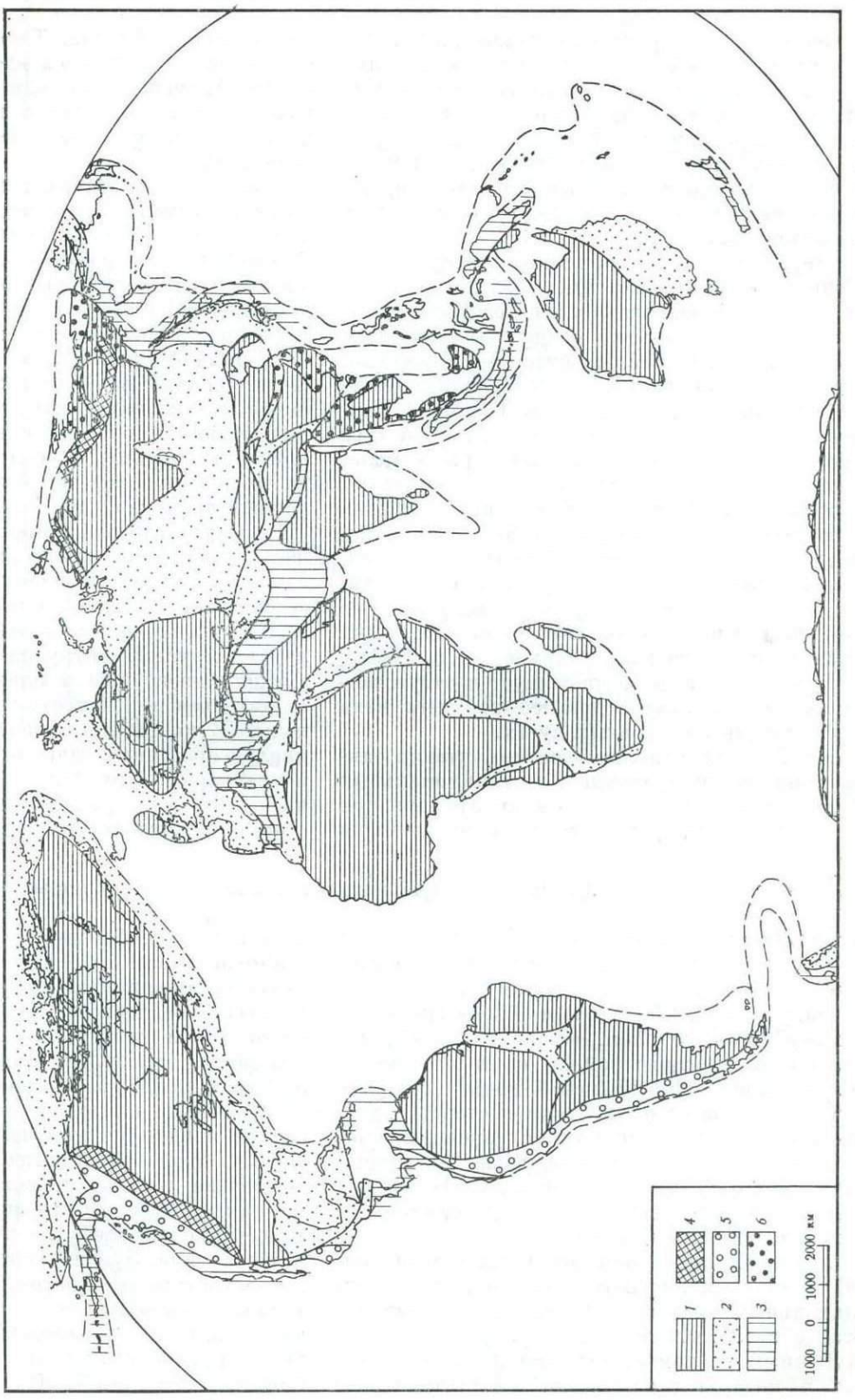


Рис. 3.3. Палеотектоническая схема материков для мезозоя. Составил М. В. Муратов

1 — древние платформы; *2* — молодые (эпибайкальские и эпипалеозойские) платформы; *3* — геосинклинальны области; *4* — эпиплатформенные геосинклинальные области (Верхоянская, Скалистых гор); *5* — геосинклинальные области орогенном этапе; *6* — области эпиплатформенного орогенеза, вулканизма и внедрения гранитных интрузий

большого отрезка времени. К таким длительно развивающимся областям относится геосинклиналь Центральных Кордильер Америки и Сихотэ-Алинская в Азии. В первой из них главный этап продолжался с позднего докембрия до начала мела, орогенный — до начала палеогена; во второй главный этап занял время с ордовика до турона, а орогенный — с сантона до начала палеогена.

В периферических зонах пояса присутствуют геосинклинальные системы, возникшие позднее — в конце палеозоя или в мезозое — и заполнявшиеся мощными осадочно-вулканогенными толщами. К ним относится о-в Хоккайдо, Восточно-Сахалинская и геосинклинальные системы Восточной Японии и о-ва Сикоку, а также система Береговых хребтов в Америке с ее мощной францисканской серией юры и мела. Наконец, самую внутреннюю зону образуют системы дуг Алеутских, Курильских и других островных гряд периферии океана. Как показывают данные разреза Камчатского мыса, составляющего продолжение Курильской дуги, заложение геосинклиналей этой зоны произошло, возможно, на океаническом основании в начале позднего мела (Марков, 1975; Пейве, 1969). Этим данным соответствует и отсутствие осадочных комплексов древнее верхнего мела на упомянутых островных дугах.

Для Тихоокеанского пояса характерно также развитие эпикратонных геосинклинальных систем, заложенных на фундаменте древних платформ за счет раздробления и погружения их отдельных блоков. Такой процесс начался еще в конце протерозоя вдоль западного края Северо-Американской платформы, и продолжался в палеозое, когда возникла обширная и сложно построенная миогеосинклинальная зона Кордильер.

Более ярко подобный же процесс несколько позднее начался в пределах прилегающей к Тихоокеанскому поясу части Сибирской платформы. Значительная часть восточной окраины последней подвергалась в конце палеозоя раздроблению. При этом одни из блоков испытали глубинное прогибание с накоплением осадочных толщ с карбона до юры включительно (верхоянский комплекс), сопровождающееся местами проявлением вулканизма, другие массивы оставались более устойчивыми и подверглись лишь некоторому опусканию с накоплением на их поверхности спокойно залегающих осадочных толщ того же возраста.

В результате этих процессов значительная часть Сибирской платформы преобразовалась в своеобразную Верхоянскую эпикратонную геосинклинальную область. Геосинклинальный процесс сопровождался внедрением многочисленных крупных интрузий гранитоидов, образующих изогнутую в плане зону, вытянутую от низовьев р. Индигирка до верховьев р. Колыма. В конце юры—начале мела здесь проявился орогенный этап, когда произошло поднятие горных гряд и сформировались многочисленные межгорные впадины и грабены; этот этап сопровождался проявлениями вулканизма.

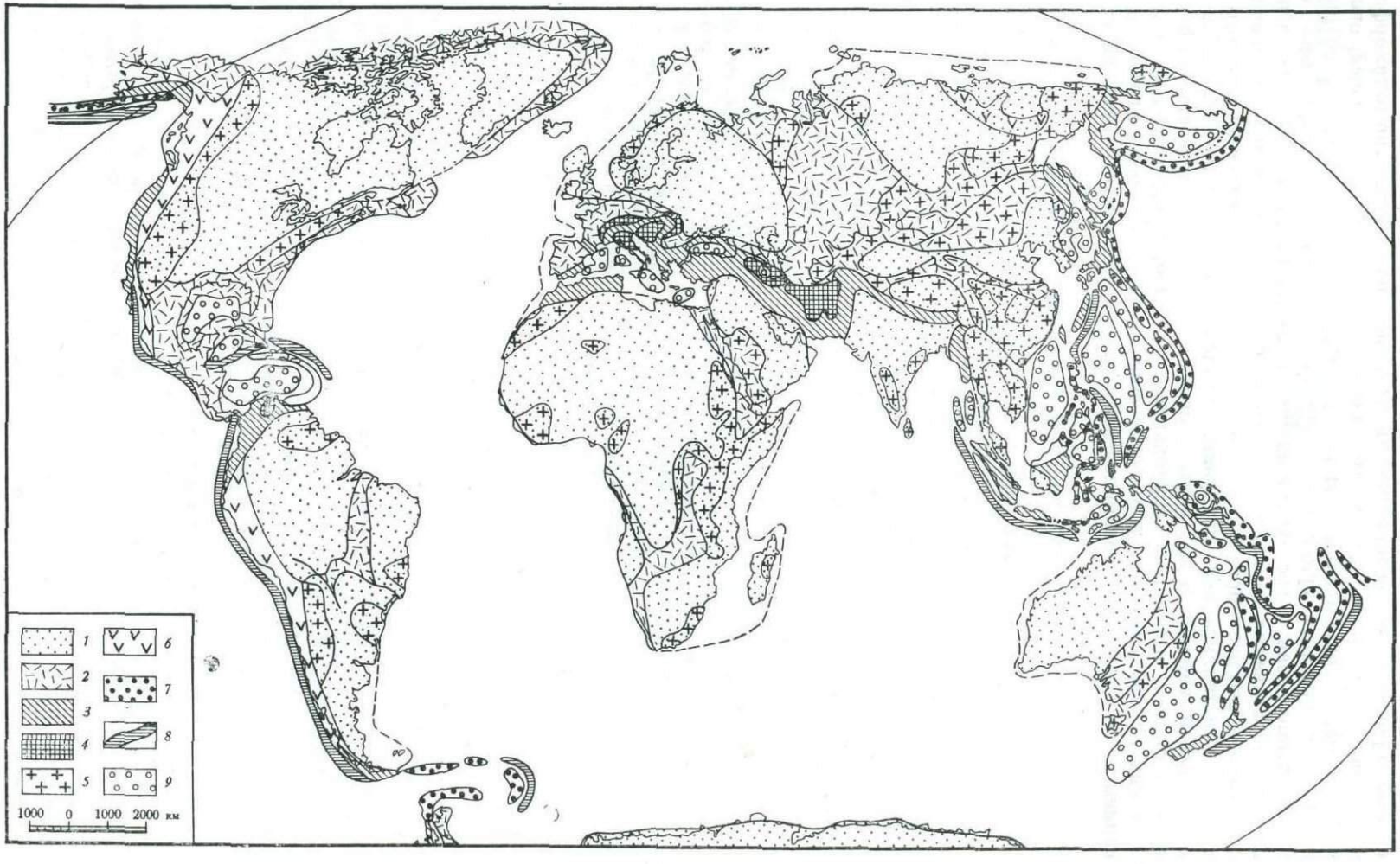
3.8. Общая направленность развития земной коры

Рассмотренные этапы развития земной коры после образования базальтового слоя привели к возникновению и постепенному увеличению площади материковой коры и объема гранитно-метаморфического слоя. Происходило образование и разрастание земной коры материков. Общая площадь материковой коры и ее роль в строении поверхности Земли постепенно увеличивались по сравнению с океанической. К концу палеозоя после образования фундамента молодых платформ складчатых поясов континентальная земная кора материков достигла огромных площадей.

Главная роль в создании материковой земной коры принадлежит после архея геосинклинальным процессам в целом. Они начинаются с разламывания земной коры системами глубинных разломов, которые дают путь выхода на поверхность глубинного вещества в виде магмы и газообразных продуктов, а также теплового потока. В итоге геосинклинального процесса накапливаются мощные толщи вулканогенно-осадочных пород и происходит неоднократная складчатость. Вместе с тем магматические продукты проходят сложную эволюцию с преобразованием их в целую гамму изверженных и вулканических пород разного состава и идет метаморфизм и гранитизация осадочных толщ. Во многих случаях при этом не только возникают складчатые структуры, но также имеет место надвигание огромных масс, заполняющих прогибы вместе с участками их дна. Это явление захватывает блоки и пластины меланократовой (базальтовой) коры и ультраосновных пород верхней мантии, которые вместе оказываются надвинутыми на борта прогибов или иногда вынесенными на большие расстояния. При этом весь этот ак-

Рис. 3.4. Палеотектоническая схема материков для кайнозоя. Составил М. В. Муратов

1 — древние платформы; *2* — молодые (эпибайкальские и эпипалеозойские) платформы; *3* — геосинклинальные области складчатости и горообразования; *4* — орогенные впадины; *5* — области поднятий на древних и молодых платформах и области эпиплатформенного орогенеза; *6* — горообразование в областях мезозойской складчатости; *7* — островные дуги; *8* — глубоководные желоба; *9* — кайнозойские впадины окраинных и внутренних морей (Японского, Черного и др.)



тивный процесс — от возникновения геосинклинальных трогов до заключительного их этапа с образованием складчатых структур, надвигов и крупных гранитных интрузий — тесно взаимосвязан и составляет единый процесс преобразования земной коры вдоль систем глубинных разломов. Окончание его связано с кристаллизацией интрузий, потерей подвижности земной коры, замыканием геосинклинальных прогибов, залечиванием гигантских рубцов в земной коре и с преобразованием всего ее состава с возникновением мощного гранитно-метаморфического слоя. Процесс этот длительный, очень сложный и составляет содержание геосинклинальных циклов.

Между складчатыми структурами геосинклинального комплекса после окончания этого процесса и перекрывающими их позднее толщами осадочного платформенного чехла образуется крупное важнейшее несогласие, которое отражает существенный момент окончания геосинклинального процесса и качественного скачка при переходе земной коры от геосинклинальной к платформенной стадии ее развития.

Глава четвертая

ЭНДОГЕННЫЕ РЕЖИМЫ И ОБЩИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗВИТИЯ МАТЕРИКОВ

4.1. Общая характеристика эндогенных режимов материков

Рассмотрение основных закономерностей развития материков показывает, что эндогенные процессы — тектонические, магматические, метаморфические — проявляются на материках в определенных закономерных сочетаниях между собой. При этом, как правило, повышение или понижение интенсивности этих процессов идет параллельно. Тем самым демонстрируется внутреннее единство эндогенных процессов, что дает право говорить о наличии в жизни земной коры определенных эндогенных режимов. Каждый из них характеризуется конкретными формами, масштабом и последовательностью тектонических движений, магматических и метаморфических процессов и существует в той или иной области на протяжении того или иного периода геологического времени.

Перечислим особенности, определяющие различия между режимами (см. подробнее Белоусов, 1975).

1. *Характер и степень проницаемости земной коры для магмы и ее жидких и газообразных продуктов.* Проницаемость может проявляться в различной степени — от весьма значительной до минимальной. По своему характеру проницаемость бывает рассеянной и сосредоточенной. В первом случае кора пронизана густым сплетением каналов, как секущих, так и послойных, как широких, так и тончайших, которые, будучи заполнены магматическим материалом, превращают кору в своеобразное смешение внедрившихся и вмещающих пород. Во втором случае проницаемость определяется отдельными редкими разломами.

2. *Характер и степень магматизма.*

3. *Региональный метаморфизм и гранитизация.* Эти процессы, характерные для некоторых режимов, важны прежде всего тем, что они формируют кристаллическую кору. Они влияют также на проницаемость коры, создавая в процессе ее перекристаллизации непроницаемый панцирь метаморфических пород и гранитов.

4. *Степень контрастности глыбово-волновых колебательных движений земной коры.*

5. *Соотношение между поднятиями и опусканиями коры.* При одних режимах поднятия преобладают над опусканиями, при других,— наоборот, господствуют опускания. Этот фактор определяет рельеф земной поверхности и характер осадочных формаций.

6. *Характер дислокаций.*

Может быть предложена следующая классификация эндогенных режимов материков.

Классы материковых эндогенных режимов:
- класс геосинклинальных режимов,
- класс платформенных режимов,
- класс орогенных режимов,
- класс рифтовых режимов,
- класс режимов магматической активизации платформ,
- класс режимов окраин материков.

Почти каждый из этих классов подразделяется на отдельные режимы.

Класс геосинклинальных режимов подразделяется на: эвгеосинклинальный, миогеосинклинальный, парагеосинклинальный режимы и режим срединных массивов.

Режимы эв- и миогеосинклинальный объединяются в общий ортогеосинклинальный режим, тогда как парагеосинклинальный режим рассматривается как промежуточный между геосинклинальными и платформенными режимами.

Класс платформенных режимов разделяется на режимы молодых, древних и протоплатформ. Режим древних платформ является наиболее спокойным материковым режимом.

Среди орогенных режимов выделяют эпигеосинклинальный, т. е. наступающий после геосинклинального режима, и эпиплат-

форменный, представляющий собой результат орогенной активизации платформы.

Класс режимов магматической активизации платформы включает весьма разнообразные проявления эффузивной и интрузивной деятельности на территориях платформ. Внутри этого класса можно выделить платобазальтовый режим и режим центральных интрузий и трубок взрыва.

Наконец, класс режимов материковых окраин подразделяется на режимы окраин атлантического и тихоокеанского типов.

Знакомясь с особенностями различных режимов, мы постоянно сталкиваемся с тем, что режимы подчиняются в своем возникновении и развитии некоторому ритму, определяемому так называемыми эндогенными циклами. О последних более подробно речь будет идти ниже. Здесь достаточно сказать, что эндогенные циклы являются основными этапами в развитии земной коры. Развитие, например, индивидуальных геосинклинальных режимов на той или иной территории укладывается в рамки одного или нескольких циклов. Смена одного режима другим во времени часто бывает приурочена к границе между циклами.

Некоторые режимы занимают определенное положение внутри эндогенного цикла. Например, орогенный и рифтовый режимы всегда приурочены к концу того или иного цикла. В докембрии был ряд эндогенных циклов, из которых наиболее известен последний — байкальский, приуроченный к позднему протерозою. В палеозое имели место каледонский и герцинский, или варисцийский, циклы, а в мезо-кайнозое — либо один — альпийский, либо два — киммерийский и тихоокеанский.

4.1.1. Класс геосинклинальных режимов

Этот класс режимов в целом характеризуется контрастными глыбово-волновыми колебательными движениями земной коры, интенсивными складчатыми и разрывными дислокациями, напряженной магматической деятельностью (как интрузивной, так и эффузивной), проявлениями регионального метаморфизма и гранитизации. В *своем наиболее интенсивном развитии* все эти явления сопровождают эвгеосинклинальный режим. Они слабее выражены при миогеосинклинальном и парагеосинклинальном режимах.

Следовательно, эвгеосинклинальный режим является наиболее «возбужденным» эндогенным режимом. В своем развитии геосинклинальные режимы разделяются на три основные стадии: доинверсионную, инверсионную и послеинверсионную. Рассмотрим эти стадии прежде всего применительно к эвгеосинклинальному режиму.

Доинверсионную стадию характеризуют следующие главные черты.

1. *Очень большая контрастность глыбово-волновых колебательных движений.* Область проявления эвгеосинклинального режима всегда бывает разделена на тесно расположенные зоны интенсивных (по скорости и амплитуде) прогибаний и поднятий, называемых соответственно интрагеосинклиналями и интрагеоантиклиналями. На площади эти зоны обычно имеют форму сильно вытянутых овалов, ширина которых измеряется несколькими десятками километров, а длина — сотнями километров.

Изучение истории многих геосинклиналей показывает, что большая контрастность вертикальных движений земной коры не возникает сразу, а развивается постепенно. Цикл развития геосинклинали начинается с медленного слабо дифференцированного прогибания, которое в дальнейшем сменяется все более усиливающимся расчленением на поднятия и прогибы, приводящим в конце концов к их разделению глубинными разломами.

Этот период, предшествующий обстановке большой контрастности вертикальных движений, может быть условно выделен в качестве предгеосинклинальной подстадии.

2. *Большое преобладание опусканий над поднятиями.* После кратковременного периода компенсации прогибания накоплением, что наблюдается в самом начале этой стадии, когда в интрагеосинклиналях накапливаются песчано-глинистые осадки «нижнетерригенной» формации, называемой также сланцево-граувакковой или аспидной, компенсация резко нарушается, прогибание интрагеосинклиналей происходит настолько быстро, что накопление осадков отстает от него и те же интрагеосинклинали становятся глубокими (до нескольких километров) морскими бассейнами. О такой глубине свидетельствует характер осадков, сменяющих сланцево-граувакковую формацию: среди отложений теперь преобладают *кремнистые породы — радиоляриты и яшмы* (яшмовая формация), а также красная глубоководная глина без извести, в подчиненном количестве встречаются глубоководные известняки.

Преобладание нисходящих движений земной коры над восходящими отражается и в эволюции интрагеосинклиналей и интрагеоантикли-

налей. В течение этой стадии первые расширяются за счет вторых, а абсолютное поднятие интрагеоантиклиналей частично сменяется относительным; такие участки из зон размыва превращаются в зоны сравнительно малого прогибания.

3. *Большая рассеянная проницаемость земной коры.* Для этой стадии характерна сильная магматическая деятельность. Она выражена в различных формах.

Во-первых, это — подводные излияния и образовавшиеся близко от поверхности обширные по площади пластовые интрузии. Для тех и других в качестве исходной магмы преобладает основная — базальтовая, подвергаемая вторичным химическим изменениям.

Во-вторых, это — сеть даек, служащих подводящими каналами для излияний и пластовых интрузий. Дайки сложены преимущественно диабазами. Вместе излияния и интрузии образуют то, что называется спилит-кератофировой или спилит-диабаз-кератофировой формацией.

В-третьих, это — крупные секущие штокообразные интрузии габбро и плагиогранитов (габбро-плагиогранитовая формация).

Наконец, в-четвертых, это так называемая офиолитовая формация, играющая важную роль в «начальном геосинклинальном магматизме». Среди пород офиолитовой формации, образующихся главным образом вдоль разломов, преобладает ультраосновная порода — перидотит, которая обычно в значительной степени превращена в серпентинит. В составе этой формации присутствуют также габбро, диабазы и нориты, базальты. Эти породы образуют очень крупные тела типа лакколитов, имеющие линзовидную форму. Поперечные размеры таких линз достигают десятков километров, а толщина — 1 км. Иногда офиолиты бывают расчленены по густой сети трещин, в результате чего вмещающие породы и офиолиты оказываются перемешанными и образуют своеобразные брекчии — так называемые меланжи. Офиолитовая формация приурочена всегда ко времени и к месту наибольших контрастов вертикальных движений.

4. *Складчатость не характерна для первой стадии эвгеосинклинального режима.*

5. *Метаморфизм в земной коре*, если он вообще происходит, *носит специфический характер.* Это — метаморфизм фации так называемых голубых сланцев, т. е. высокого давления, но низкой температуры.

Вторая стадия эвгеосинклинального режима — инверсионная — значительно отличается от первой. Ее характерные черты следующие.

1. *Умеренные контрасты глыбово-волновых колебательных движений земной коры.* Различия скоростей вертикальных движений коры и их градиенты по сравнению с таковыми первой стадии существенно уменьшаются. Однако роль глубинных разломов в начале этой стадии еще велика.

2. *Выравнивание объемов поднятий и опусканий.* Для второй стадии характерна компенсация прогибов накоплением осадков. Последние сложены преимущественно терригенным — песчано-глинистым — материалом, отложившимся в морском бассейне небольшой глубины (верхнетерригенная формация). Типичной является терригенная флишевая формация.

Преимущественно терригенный, средне- и мелкозернистый, однообразный состав осадков в прогибах указывает на то, что между опусканием последних и поднятием зон размыва, питающих прогибы осадочным материалом, в целом установилось равновесие.

Выравнивание интенсивности опусканий и поднятий происходит не только в результате уменьшения скорости прогибания интрагеосинклиналей, но в значительной степени как следствие образования новых поднятий внутри интрагеосинклиналей. Такие вновь образующиеся поднятия именуются центральными поднятиями, а их формирование представляет собой явление так называемой частной инверсии геотектонического режима.

Выше было указано, что в течение первой стадии эвгеосинклинального режима интрагеосинклинали расширяются за счет интрагеоантиклиналей. Расширение продолжается и в течение второй стадии. Но одновременно внутри расширяющейся интрагеосинклинали появляются и быстро растут центральные поднятия. Весь процесс носит волнообразный характер: края интрагеосинклиналей «накатываются» на соседние интрагеоантиклинали, а внутри интрагеосинклиналей образуются и расширяются поднятия (рис. 4.1). Эти поднятия постепенно становятся основными источниками обломочного материала, питающими флишевую формацию. Накопление происходит по обе стороны от каждого центрального поднятия в «краевых прогибах». В связи с частной инверсией коренным образом меняется расположение зон размыва и накопления. Оно становится в значительной степени обратным по отношению к тому, которое существовало в течение первой стадии. Осадочные формации, принадлежащие к разным этапам развития эвгеосинклинали, отлагаются не одна над другой, а в разных местах: в течение развития эвгеосинклинали

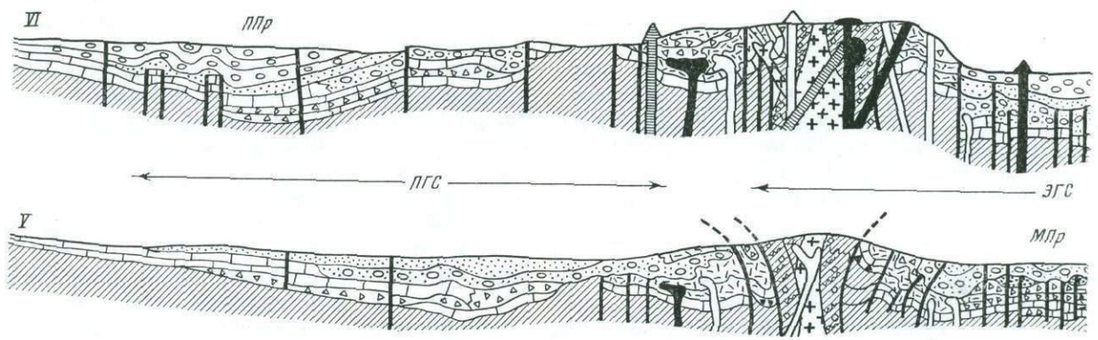
Рис. 4.1. Схема развития геосинклинали. Составил В. В. Белоусов

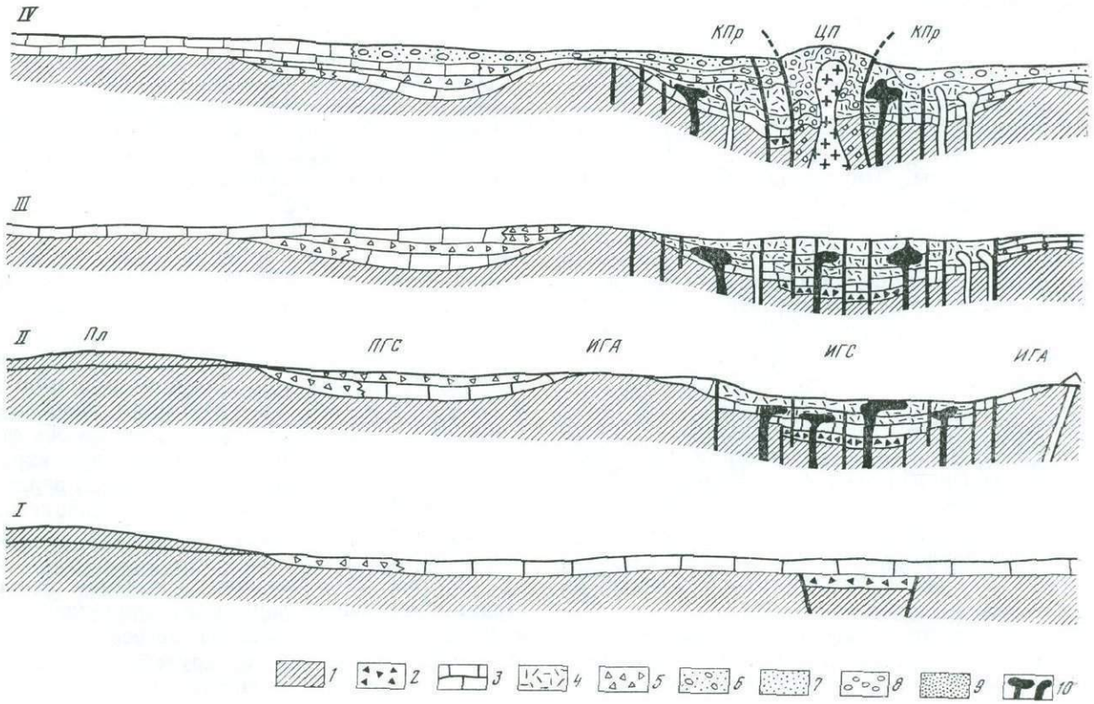
1 — фундамент, образованный в предыдущие эндогенные циклы; *2* — *4* — формации: *2* — терригенная, *3* — известняковая, *4* — офиолитовая; *5* — песчано-глинистые осадки; *6* — флишевая и каустобиолитовая формация; *7*, *8* — молассы: *7* — нижняя (морская), *8* — верхняя (континентальная); *9* — эвапориты; *10* — основные интрузии и эффузии; *11* — вулканы с основной лавой; *12* —кислые интрузии и эффузии; *13*—вулканы с кислой лавой; *14* — щелочные интрузии; *15* — вулканы с щелочной лавой; *16* — гранитные батолиты; *17* — участки развития: *а* — регионального метаморфизма, *б* — складчатости; *18* — тектонические разрывы

I — *V* стадии развития геосинклинали: *I* — предгеосинклинальная, *II* и *III* — доинверсионные, *IV* и *V* — инверсионная и послеинверсионная, *VI* — орогенный режим. *Пл* — платформа; *ИГС* — интрагеосинклиналь; *ИГА* — интрагеоантиклиналь; *ЭГС* — эвгеосинклиналь; *МГС* — миогеосинклиналь; *ПГС* —парагеосинклиналь; *ЦП* — центральное поднятие; *КПр*— краевой прогиб; *МПр* — межгорный прогиб

происходит миграция зон накопления, отложения разного возраста образуют линзы, смещенные друг относительно друга как черепицы.

3. *Региональный метаморфизм и образование гранитных массивов.* Развитию центральных поднятий сопутствуют высокотемпературный региональный метаморфизм, внедрение гранитов и гранитизация на месте. Перекристаллизация, вызванная процессами метаморфизма и гранитизации, и внедрение крупных гранитных тел ведут к «залечиванию» ранее существовавших глубинных разломов и к образованию цельного кристаллического «панциря» в земной коре.

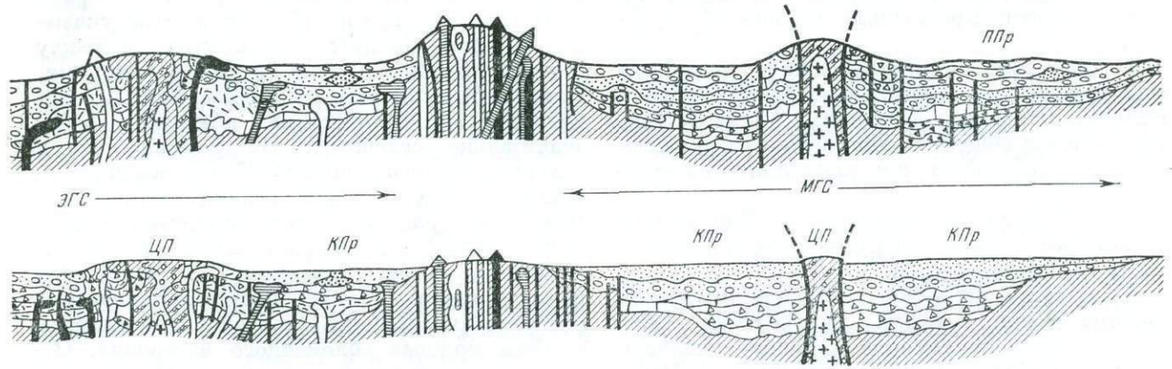


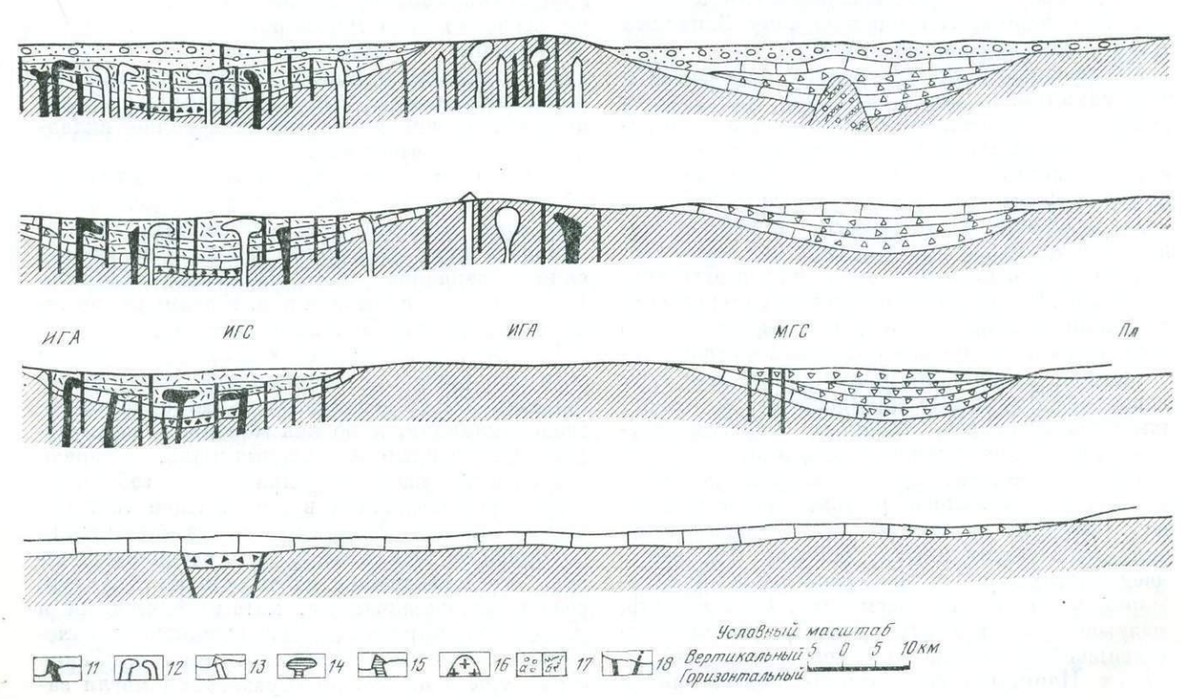


4. *Образование складчатости общего смятия, глубинной складчатости и связанных с ними разрывов.* Время частной инверсии является также и главной эпохой складкообразования в геосинклинали и формирования разрывов, связанных со складчатостью. Складчатость и надвиги образуются в пределах центрального поднятия: в узкой зоне, пока поднятие узкое, и во все более широкой полосе по мере того, как поднятие расширяется. В осевой зоне центрального поднятия это преимущественно глубинная складчатость, т. е. глубинный диапиризм. Дальше от оси центрального поднятия— это складчатость общего смятия. Процесс образования глубинной складчатости и складчатости общего смятия распадается на толчки или фазы, разделенные более продолжительными периодами покоя. В результате складчатых деформаций, сопровождаемых тектоническими разрывами и покровами, геосинклиналь становится складчатой зоной.

Третья, послеинверсионная, стадия развития эвгеосинклинали завершает геосинклинальный цикл. Для нее характерны такие черты:

1. *Дальнейшее расширение центральных поднятий.* В результате этого общее преобладание





переходит к восходящим движениям коры, т.е. в это время происходит общая инверсия тектонического режима. Это обстоятельство отражается на характере осадочных формаций, образующихся в сохранившихся прогибах; типичной для данной стадии является формация нижней молассы, сложенная, хотя еще и морскими, но мелководными грубыми песчаными отложениями.

2. *Постепенное успокоение вертикальных движений, снижение их амплитуды и контрастности.* Хотя поднятия преобладают, они не образуют высокого расчлененного рельефа. Последний имеет выровненный, холмистый характер.

3. *Замещение преимущественно пластических деформаций, характерных для предыдущей стадии, глыбовыми движениями.* Складчатость глубинная и общего смятия сменяется складчатостью глыбовой и поверхностного нагнетания.

4. *Ослабевание магматизма.* Характерны трещинные и малые интрузии разнообразного, часто щелочного состава.

В качестве примеров эвгеосинклинального режима можно указать внутреннюю часть Уральской геосинклинали в силуре, девоне и раннем карбоне, Западно-Саянскую и Центрально-Казахстанскую геосинклинали в кембрии и ордовике, Пеннинскую зону Западных Альп в мезозое и многие другие.

Миогеосинклинальный режим отличается от эвгеосинклинального отсутствием или слабым выражением «начального магматизма» в доинверсионную стадию. Во всяком случае отсутствуют офиолиты, а спилит-диабазово-кератофировая формация может присутствовать, но в малом объеме. В эту стадию в миогеосинклиналях прогибания преобладают над поднятиями, но далеко не в той мере, как в эвгеосинклиналях. Все накопление идет в условиях компенсации прогибания отложением осадков, а перевес прогибаний над поднятиями сказывается в смене формаций: нижнетерригенная (или аспидная) формация, начинающая миогеосинклинальный разрез, обычно со временем уступает место известняковой формации.

Вторая — инверсионная — стадия развития миогеосинклинального режима принципиально не отличается от аналогичной стадии развития эвгеосинклинального режима. Она включает частную инверсию, региональный метаморфизм, гранитный магматизм, складчатость, разрывы. Но все эти явления развиваются с меньшей интенсивностью, чем в эвгеосинклиналях. Например, складчатость общего смятия может иметь в миогеосинклиналях ограниченное распространение, замещаясь на широких площадях складчатостью нагнетания и глыбовой.

Послеинверсионная стадия, к которой приурочена общая инверсия, не отличается от той, которая наблюдается в эвгеосинклиналях.

Миогеосинклинальная зона обычно занимает периферическое положение в геосинклинали. Так, на западном склоне Урала в палеозое миогеосинклиналь располагалась полосой между Восточно-Европейской платформой и эвгеосинклиналью восточного склона Урала.

Парагеосинклинальный режим, как указывалось выше, является промежуточным между геосинклинальным и платформенным режимами. Контрасты, скорость и амплитуды глыбово-волновых колебательных движений здесь значительно сглажены. Накопление идет в условиях компенсации прогибания осадкообразованием. Все морские осадки мелководны. Начинается разрез песчано-глинистой нижнетерригенной формацией, которая вверх сменяется известняковой. Известняки в разрезе парагеосинклинали вообще пользуются широким распространением, что является результатом слабого приноса обломочного материала. Отсутствует начальный магматизм. В развитии парагеосинклиналей нет ни частной инверсии, ни регионального метаморфизма, ни гранитообразования. В парагеосинклиналях отсутствует складчатость общего смятия, но складчатость нагнетания и глыбовая значительно более интенсивны, чем проявления аналогичной складчатости на платформах.

Примерами парагеосинклиналей являются: область северного склона восточной части Большого Кавказа (так называемый Известняковый Дагестан), Абхазская зона на южном склоне западной части Большого Кавказа, Пиренеи в альпийском цикле. К этому же режиму принадлежит Донецкий Бассейн.

Режим срединных массивов приурочен к тем участкам внутри геосинклиналей, которые могут толковаться либо как очень широкие интрагеоантиклинали, либо как маленькие платформы, включенные в геосинклиналь. Основой срединных массивов являются «обломки» структуры, созданной в предыдущие тектонические циклы. Например, в геосинклинали альпийского цикла могут быть срединные массивы, представляющие собой остатки структур, созданных складчатыми, метаморфическими и магматическими процессами в герцинском, каледонском или докембрийских циклах. Такие структуры сразу после образования могли за-

нимать значительно бо́льшую площадь. Но при заложении и дальнейшем развитии геосинклинали альпийского цикла этот старый складчатый, метаморфический и магматический «панцирь» был взломан и переработан, и от него остались только отдельные фрагменты внутри новой геосинклинали. То, что срединные массивы являются остатками последующего «взламывания» древних структур, подчеркивается несогласованностью внутренней структуры срединного массива со структурой окружающей молодой геосинклинали. Границы последней срезают простирания более древних структур массива.

В развитии глыбово-волновых колебательных движений срединные массивы ведут себя как обширные интрагеоантиклинали. Мощности отложений, принадлежащих к тому геотектоническому циклу, в течение которого массив являлся срединным, малы, и в этом их сходство с интрагеоантиклиналями. Но срединные массивы очень сильно разбиты разломами и отличаются интенсивным магматизмом, как эффузивным, так и интрузивным. Состав магматических пород весьма разнообразен.

Типичными срединными массивами являются Македонско-Родопский массив в альпийской геосинклинали Динарид или Армянский массив, охватывающий южную Армению и часть Анатолии и расположенный внутри широкой альпийской же Тавро-Кавказской геосинклинали.

Очень большие срединные массивы, такие, например, как Венгерский, опоясанный альпийскими эв- и миогеосинклиналями Карпат, Балкан и Динарид, или Колымский, расположенный на Северо-Востоке СССР внутри мезозойской геосинклинали, имеют сложное строение. В их пределах могут находиться замкнутые прогибы со значительным накоплением осадков и с развитием парагеосинклинального или даже миогеосинклинального типа.

В течение цикла развития геосинклинали сплошь и рядом наблюдается постепенное «разрушение» срединных массивов. Например, первоначально большой Фракийский срединный массив, располагавшийся внутри альпийской геосинклинали Динарид — Балкан, был расколот на несколько более мелких массивов, а края его были «обломаны» и вовлечены в прогибание. На краю Армянского срединного массива образовалась в меловом периоде Севано-Акеринская зона прогибания, а во внутренней его области приблизительно тогда же возникла своеобразная вулканогенная Триалетская парагеосинклиналь.

Общие закономерности развития геосинклинальных режимов отражены в схематичном виде на рис. 4.1. Эта схема включает не только геосинклинальные режимы, но и эпигеосинклинальный орогенный режим, о котором речь будет идти ниже. На ней выделена также предгеосинклинальная подстадия.

4.1.2. Класс платформенных режимов

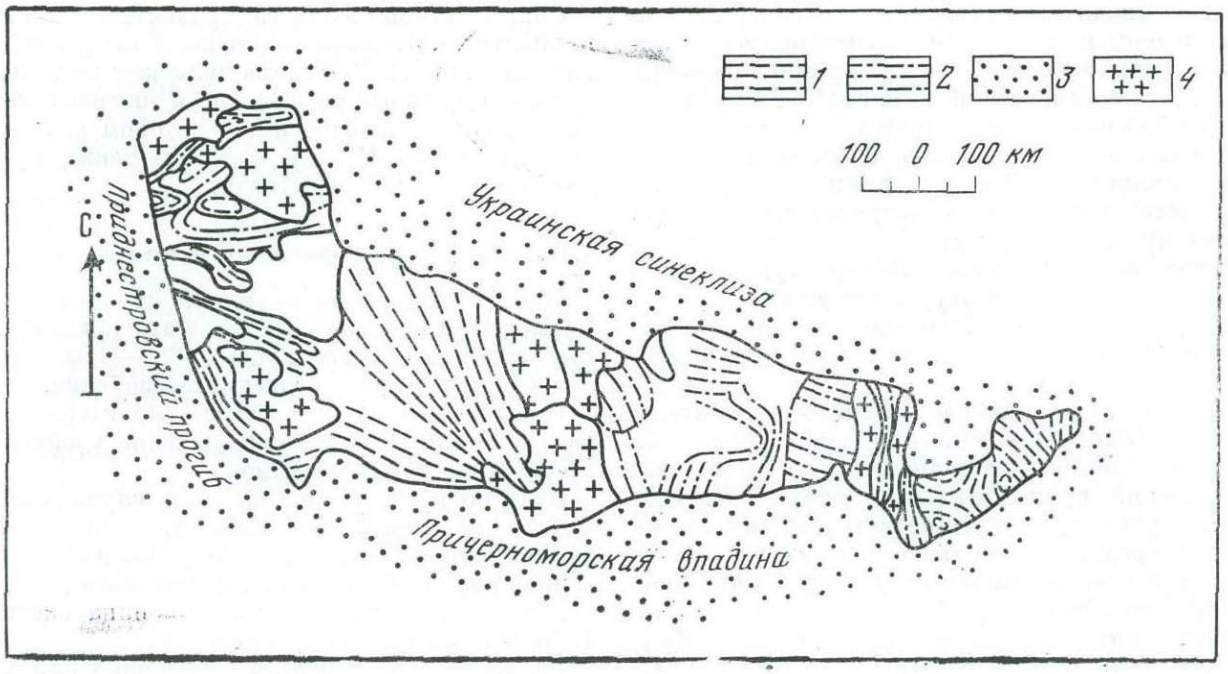
Наиболее типичными являются древние платформы. На северных материках это те платформы, которые образовались 1600—1700 млн. лет назад, т. е. эпи-среднепротерозойские.

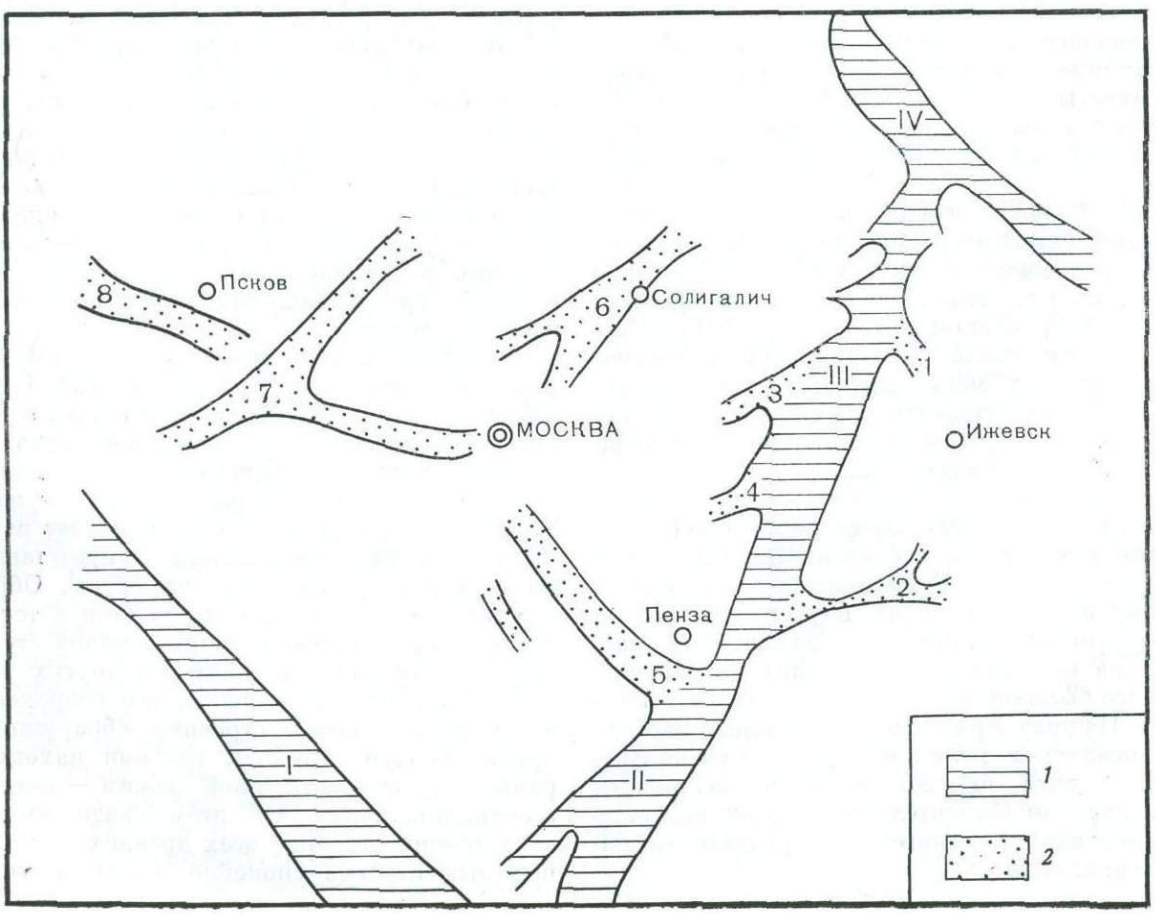
В целом древние платформы характеризуются свойствами, противоположными свойствам геосинклинальных режимов.

Судя по тому, что в типичных случаях магматизм на платформе полностью или почти полностью отсутствует, можно полагать, что земная кора в областях платформенного режима обладает чрезвычайно слабой проницаемостью. Ее можно назвать непроницаемой.

На древних платформах в типичных случаях нет ни регионального метаморфизма, ни гранитизации. Контрастность глыбово-волновых колебательных движений земной коры в их пределах по сравнению с геосинклиналями очень мала. Как указывалось выше (гл. 2), градиенты скоростей вертикальных движений на платформах в 10—30 раз ниже геосинклинальных градиентов. В связи с этим переходы от областей прогибания, называемых субгеосинклиналями, к областям поднятия — субгеоантиклиналям — плавные и постепенные. Эти переходы только в малой мере усложняются разрывами небольшой амплитуды.

Складчатость на широких площадях платформ вовсе отсутствует. В других районах она представлена глыбовой складчатостью, а в местах относительно большого накопления осадочных толщ — складчатостью нагнетания, главным образом в форме соляных куполов. Те древние платформы, которые сейчас известны на поверхности материков, представляют собой весьма устойчивые структуры. Образовавшись, они в целом сохраняются в течение последующего времени, лишь в малой степени «перерабатываясь» воздействием других режимов. Но, с другой стороны, все современные платформы в своем строении обнаруживают признаки того, что там, где они находятся, раньше существовал иной режим — один из геосинклинальных. Об этом свидетельствует двухэтажное строение всех древних платформ: под относительно спокойно лежащим чехлом


1
2
3
4
100 0 100 км
С
Украинская синеклиза
Прикаспийский прогиб
Причерноморская впадина


Псков
Солигалич
МОСКВА
Ижевск
Пенза
I
II
III
IV
1
2
3
4
5
6
7
8

пород, отвечающим времени платформенного режима, всегда обнаруживается более древний фундамент, сложенный породами, испытавшими более или менее сильные складчатые и разрывные деформации, метаморфизм и гранитизацию, т. е. пережившими процессы, свойственные геосинклинальным режимам.

В развитии глыбово-волновых колебательных движений на платформах нет частной инверсии. Поэтому на них не наблюдается закономерной волновой эволюции субгеосинклиналей, подобной той, которая характерна для интрагеосинклиналей. Размещение областей прогибания и поднятия во внутренних районах древних платформ в течение целых эндогенных циклов может оставаться устойчивым, нарушаясь лишь второстепенными колебаниями в положении границ между такими областями.

Иначе дело обстоит на окраинах древних платформ. Здесь образуются периферические прогибы («перикратонные опускания»). Они всегда располагаются с той стороны платформы, с которой последняя соприкасается с развивающейся в данном цикле геосинклиналью. Например, на Восточно-Европейской платформе в среднем и позднем палеозое периферический прогиб располагался на востоке — рядом с развивавшейся в то время Уральской геосинклиналью, а в мезо-кайнозое аналогичный прогиб был на юге — рядом с Крымо-Кавказской геосинклиналью. Глубина таких прогибов увеличивается в сторону геосинклинали и на краю платформы может достигать 6—8 км.

Важной особенностью древних платформ является форма субгеосинклиналей и субгеоантиклиналей. Они имеют округлые или неправильные очертания, их поперечники измеряются многими сотнями и даже тысячами километров. Обычно более определенные округлые очертания присущи субгеосинклиналям, тогда как субгеоантиклинали заполняют пространства между ними.

Рис. 4.2. Простирания докембрийских складчатых структур Украинского щита. Составил В. В. Белоусов

1, *2* — области складчатости: *1* — архейской, *2* — раннепротерозойской; *3* — области прогибания за пределами щита; *4* — гранитоиды разного возраста. Структуры щита несогласно срезаются прогибами древней Восточно-Европейской платформы

Рис. 4.3. Рифейские грабены («авлакогены») в фундаменте Восточно-Европейской платформы. По Р. Н. Валееву (1970)

1 — грабены первого порядка: I — Большого Донбасса, II — Доно-Медведицкий, III — Казанско-Кировский, IV — Предтиманский; *2* — грабены второго порядка: 1 — Гелецкий, 2 — Шугуровский, 3 — Яранский, 4 — Ронгинский, 5 — Пачелмский, *6* — Солигаличский, 7 — Валдайский, 8 — Псковский

Части древних платформ, лишенные платформенного осадочного чехла, на поверхности которых обнажается фундамент, называются щитами. Это — наиболее спокойные и устойчивые части древних платформ. Части древних платформ с чехлом осадочных пород обычно называются плитами.

Размещение субгеосинклиналей и субгеоантиклиналей на древних платформах, насколько можно судить по имеющимся данным, не связано со структурой фундамента. Области прогибания и поднятия древних платформ оказываются «наложенными» структурами, их границы режут под произвольными углами простирания структур фундамента и пересекают также разновозрастные зоны последнего. Например, юго-восточные и меридиональные простирания докембрийских структур на Балтийском и Украинском щитах срезаются границами между этими щитами и прилегающими к ним синеклизами (рис. 4.2).

Молодые платформы — это те, которые образовались (на северных материках) на байкальском, каледонском или герцинском складчатом основании. Они отличаются от древних платформ бóльшей дробностью расчленения на поднятия и прогибы, их удлиненностью, определяемой заметной ролью глубинных разломов, бóльшим размахом вертикальных движений земной коры. Как и на древних платформах, здесь отмечаются глыбовая складчатость и складчатость нагнетания, но местами вдоль некоторых больших разрывов могут наблюдаться полосы «приразломной» складчатости общего смятия.

В начальной стадии как молодых, так и древних платформ можно выделить так называемую авлакогенную стадию, предшествующую формированию платформенного чехла. В эту стадию образуются отдельные грабены, заполненные континентальными, частично угленосными породами. Отложение осадочных пород сопровождается излиянием базальтов и внедрением основных пластовых интрузий. Такие грабены («авлакогены») располагаются полосами в основании платформенного осадочного чехла на молодой Урало-Сибирской платформе. Возраст их — поздний триас и ранняя юра. Сплошной платформенный чехол стал формироваться со средней юры.

В основании разреза древней Восточно-Европейской платформы также имеются признаки аналогичной стадии образования грабенов в теле ее фундамента.

Здесь возраст грабенов рифейский. Они заполнены рифейскими же континенталь-

ными отложениями, среди которых залегают покровы и пластовые интрузии основных магматических пород. Грабены создают правильную сеть: некоторые из них имеют северо-западные простирания, другие — северо-восточные (рис. 4.3). Сплошной осадочный чехол на этой платформе стал образовываться с венда.

Протоплатформы являются самыми древними на материках участками, которые лишь отчасти сходны с более поздними платформами. На северных материках протоплатформы появились в конце архея — начале протерозоя, когда возникло первое расчленение материковой земной коры на зоны, сохранившие большую эндогенную активность, и области относительно спокойного развития.

Протоплатформы отличались от протогеосинклиналей не отсутствием метаморфических и магматических процессов, а меньшей их интенсивностью и иной формой. Например, метаморфизм на них был выражен не амфиболитовой или гранулитовой фациями, как в протогеосинклиналях, а фацией зеленых сланцев. Интрузии были представлены очень крупными, расслоенными в процессе дифференциации лополитами и дайками. А тектонические деформации выражались преимущественно в виде массивных куполов, флексур и глыбовых перемещений по глубинным разломам.

Размеры протоплатформ были много меньше размеров древних и молодых платформ: они имели облик срединных массивов внутри протогеосинклиналей. Протоплатформы были неустойчивы и нередко подвергались переработке геосинклинальным процессом, «ремобилизацией» при пропитывании горячими растворами.

4.1.3. Класс орогенных режимов

Орогенные режимы характеризуются, как и геосинклинальные, большим размахом и большой контрастностью глыбово-волновых колебательных движений. Однако отличием орогенных режимов является преобладание поднятий над опусканиями. Области орогенного режима это — прежде всего горные области, расчлененные на зоны поднятий и опусканий. Зоны поднятий размываются, а в прогибах накапливаются осадки, которые образуют верхнемолассовую формацию, характерную для таких областей.

Эволюция верхнемолассовой формации хорошо отражает преобладание поднятий над опусканиями: накопление этой формации начинается с тонких песчаников и глин, которые во многих областях бывают морскими; она сменяется вверх континентальной верхней моллассой, гораздо более грубой, с широким развитием конгломератов. В такой смене характера отложений можно видеть пример «перекомпенсации» прогибания накоплением, как следствия большей скорости поднятий, дающих осадочный материал, сравнительно с опусканиями. Среди молассовых отложений нередко залегают также породы лагунной формации — различные эвапориты (каменная соль, гипс, ангидрит и др.). Кроме того, местами развиты угленосные серии.

Поднятия и прогибы в условиях орогенного режима имеют сводово-глыбовый характер. Они разделены глубинными взрезами.

Взрезы определяют проницаемость земной коры, которая носит сосредоточенный характер, что составляет еще одно важное отличие орогенных режимов от геосинклинальных. Глубинные взрезы, являющиеся каналами для сосредоточенной проницаемости, возникают в процессе «взламывания» земной коры, бывшей перед этим целостной, монолитной и непроницаемой. При эпигеосинклинальном орогенном режиме взламыванию подвергается тот кристаллический панцирь, который образовался в инверсионную геосинклинальную стадию в процессе регионального метаморфизма и гранитизации. При эпиплатформенном орогенезе взламывается монолитная кора платформы. К глубинным взрезам приурочен магматизм, как эффузивный, так и интрузивный.

В обстановке орогенного режима происходят и некоторые складчатые деформации. Это главным образом глыбовые складки. Они связаны с относительными поднятиями небольших глыб по второстепенным взрезам. Кроме того, развиты складки нагнетания там, где имеются пластичные породы (глины, соль). Но могут возникать, хотя и в малых масштабах, складки общего смятия, если на слои оказывают давление разваливающиеся в стороны под влиянием силы тяжести относительно поднятые глыбы (приразломная складчатость).

Выделяются эпигеосинклинальный и эпиплатформенный орогенные режимы, т. е. развивающиеся после геосинклинального или платформенного режимов.

Существует представление (оно отражено выше в гл. 1 и 3), что геосинклинальное развитие обязательно заканчивается горообразованием, т. е. что орогенный режим является неизбежным следствием геосинклинального развития и может рассматриваться как завершающая стадия в истории геосинклинали. Сейчас накапливаются данные, которые позволяют высказать сомнение в полной справедливости этой

точки зрения. По-видимому, более правильно считать орогенный режим самостоятельным, который хотя и часто следует за геосинклинальным, но непосредственно из него не вытекает.

Во-первых, выяснилось, что на месте некоторых геосинклиналей горы не образуются: геосинклинальное развитие в них заканчивается теми тремя стадиями, которые выше были рассмотрены для эв- и миогеосинклинального режимов, и непосредственно сменяется платформенным режимом без промежуточной орогенной стадии. Например, по-видимому, после окончания герцинского цикла геосинклинального развития на юге европейской части СССР не было горообразования перед возникновением Скифской платформы. Даже в тех случаях, когда орогенный режим возникает там, где перед этим существовал геосинклинальный режим, между окончанием последнего и началом орогенного режима, как правило, наблюдается более или менее длительный перерыв, в течение которого движения земной коры и вся эндогенная активность характеризуются спокойствием. Так, в Западных Альпах частная инверсия произошла в конце позднего мела — начале палеоцена, флиш накапливался в палеоцене и эоцене, нижняя моласса — в олигоцене, а орогенный режим установился только в конце миоцена. Перед этим в течение значительной части миоцена Альпы представляли собой выровненную холмистую страну.

Особенно длительный период промежуточного покоя наблюдается в истории ряда киммерийских геосинклиналей. Например, в Верхояно-Колымской геосинклинали на Северо-Востоке СССР геосинклинальное развитие было завершено не позже раннего мела, а горообразование началось только в неогене. Кордильеры Северной Америки после окончания геосинклинального развития (в конце мезозоя) в течение всего палеогена были болотистой равниной. Орогенез в этой области начался только в конце миоцена.

Во-вторых, поднятия и прогибы, возникающие во время орогенного режима на месте бывшей геосинклинали, далеко не всегда наследуют и развивают те поднятия и прогибы, которые были в геосинклинали в течение ее инверсионной стадии, или наследуют их лишь частично. Например, орогенное поднятие Большого Кав-

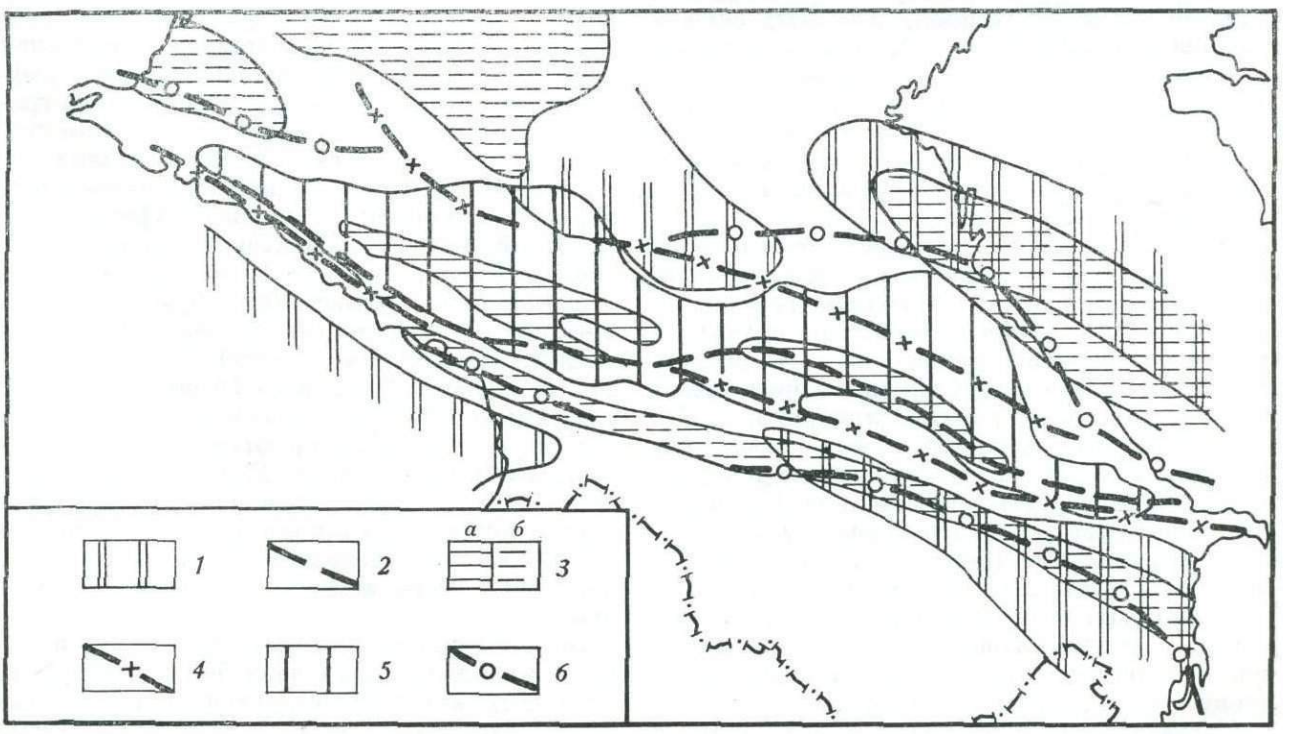


Рис. 4.4. Схема распределения поднятий и прогибов на разных стадиях альпийского геотектонического цикла на Большом Кавказе. Составил В. Н. Шолпо

1 — поднятия ранней (доинверсионной) стадии; *2* — ось максимального прогибания доинверсионной интрагеосинклинали; *3* — поднятия средней стадии (предпозднеюрские): *а* — новообразованные центральные поднятия, *б* — окраинные унаследованные поднятия; *4* — осевые зоны прогибов средней стадии; *5* — орогенное поднятие поздней стадии; *6* — осевые зоны передовых прогибов поздней стадии

каза только в юго-восточной его части совпадает с центральным поднятием и могло бы рассматриваться как дальнейшее развитие последнего. В северо-западной половине той же горной страны орогенное поднятие лежит в стороне от центрального поднятия: последнее находится в Сванетии, т. е. на южном склоне современного орогенного поднятия Главного Кавказского хребта (рис. 4.4).

В-третьих, само существование эпиплатформенного орогенного режима противоречит представлению об этом режиме как следствии геосинклинального развития.

Общеизвестным примером эпиплатформенного орогенеза являются неотектонические события в Центральной Азии, в том числе в Советском Тянь-Шане. В этой обширной области в мезозое и палеогене существовал режим молодой платформы, а с конца олигоцена, в неогене и четвертичном периоде установился орогенный режим, когда образовались эти высочайшие на земном шаре горные хребты.

Хотя эти данные указывают на самостоятельность орогенного режима, геосинклинали все же оказываются зонами, наиболее благоприятными для его возникновения. Относительно благоприятными зонами для орогенного режима являются молодые платформы, тогда как к древним платформам орогенез приурочен реже (на древних платформах своеобразной заменой эпиплатформенному орогенезу служит рифтовый режим, который, впрочем, может возникать и на молодых платформах).

Прогибы в орогенных областях, расположенные между двумя поднятиями, называются межгорными. Прогибы, расположенные на краю орогенной области, именуются передовыми.

Различия между эпигеосинклинальным и эпиплатформенным режимами сводятся главным образом к составу магматических пород. Эпигеосинклинальный орогенный режим характеризуется преимущественно кислым и средним магматизмом. Среди эффузивных пород преобладают андезиты, дациты, липариты, а базальты играют подчиненную роль. Среди интрузивных пород развиты граниты и диориты, образующие нередко крупные массивы вдоль глубинных разломов. Примерами могут служить Центральный Казахстан и Саяно-Алтайская область, где после окончания каледонского геосинклинального развития — в девоне, карбоне и перми — существовал орогенный режим с интенсивными излияниями и внедрениями кислых магматических пород.

Магматические проявления в межгорных и передовых прогибах слабее, чем на поднятиях. Но и здесь встречаются излияния и гипабиссальные интрузии типа лакколитов и магматических диапиров главным образом щелочного состава.

Для эпиплатформенного орогенеза характерна щелочная магма, главным образом основная. Тут мы встречаемся с излияниями щелочных базальтов, фонолитов, трахитов и с гипабиссальными интрузиями аналогичного состава. Но магматизм может и вовсе отсутствовать.

4.1.4. Рифтовый режим

Рифтовый режим имеет сходство с орогенным и иногда понимается как разновидность последнего. Однако ряд специфических черт позволяет выделить его в самостоятельную категорию. Те примеры рифтового режима, которые в настоящее время хорошо известны, относятся по времени своего проявления исключительно к кайнозою, причем наиболее важные события в развитии этого режима происходили в неогене и четвертичном периоде, т. е. в эпоху неотектонической активизации.

Рифт — английское слово, означающее раскол с растяжением. Как геологический термин «рифт» обозначает совокупность структур растяжения. Элементарными структурами растяжения являются грабены. Следовательно, рифт — это совокупность грабенов, принадлежащих к одной области растяжения земной коры. Говорят также о рифтовых поясах и рифтовых системах, имея в виду совокупность грабенов разных порядков.

На материках рифты известны в разных местах. Наиболее типичными и известными примерами являются: Аравийско-Африканский рифтовый пояс, Байкальский рифт, Рейнский рифт.

Эти рифты образовались приблизительно в одно и то же время (преимущественно в неогене и четвертичном периоде), но на различном фундаменте. Аравийско-Африканский пояс и Байкальский рифт заложились на древней платформе, Рейнский рифт — на эпигерцинской молодой платформе. Важно подчеркнуть, что во всех случаях материковых рифтов фундамент сохраняется в дне грабенов. Он только опущен в грабенах, но не раздвинут в стороны, как это предполагается для океанических рифтов.

Подготовительной стадией развития рифтового режима во всех случаях было образование обширных выпуклых структур типа антеклиз, но бо́льших размеров и большей амплитуды,

чем обычные антеклизы. Эти структуры мы назовем с в о д а м и. Они имеют неправильную овальную форму, поперечник во много сотен и даже в несколько тысяч километров и амплитуду поднятия в несколько километров. В дальнейшем на сводах образуются расколы растяжения, вдоль которых и формируются сложные грабены, разделенные внутри на грабены и горсты второго и более высоких порядков. Расположение этих расколов на сводах контролируется двумя факторами: распределением растягивающих напряжений, возникающих при выгибании свода под действием сил, направленных снизу вверх, и неоднородностями строения земной коры. Обычная ширина грабенов — 30—60 км, а амплитуда сбросов — несколько километров (максимально 5—6 км). Грабены погружаются постепенно в течение длительного геологического времени, отдельными толчками. Сбросам обычно предшествует формирование флексур.

Как предваряющее поднятие сводов, так и дальнейшее развитие грабенов сопровождаются вулканической деятельностью, объем которой, однако, в разных случаях и разных местах очень различен. Среди лав резко преобладают щелочные породы — фонолиты, трахиты и другие, родоначальником которых является щелочной базальт. Своды в современном рельефе выражены пологими поднятиями, а грабены — понижениями в форме долин. Часто к ним приурочены озера и речные долины. Грабены частично заполнены вулканическими породами, а также озерными и речными отложениями. Все рифтовые области характеризуются сильной сейсмичностью.

Познакомимся вкратце с историей и строением некоторых рифтов.

Аравийско-Африканский рифтовый пояс. Пояс является наиболее крупной на материках структурой этого типа (см. рис. 1.3). Он распадается на две рифтовые системы — Эритрейскую и Восточно-Африканскую, которые лежат на протяжении одна другой, но каждая связана со своим собственным сводовым поднятием: Нубийско-Аравийским и Восточно-Африканским. Первый из них имеет поперечник в 2000 км и вертикальную амплитуду 5 км; размеры второго 1200 × 2000 км и амплитуда 3 км.

В Эритрейской системе основным является грабен Красного моря, протягивающийся полосой около 60 км ширины вдоль оси этого моря. Этот грабен вместе с тем лежит вдоль длинной оси всего Нубийско-Аравийского свода. На северной и южной периклиналях свода грабен Красного моря веерообразно расщепляется на более мелкие грабены: Суэцкий и Акаба на севере и Аденский и Эфиопский на юге. На продолжении грабена Акаба к северу выделяют еще грабены Мертвого моря, Ливанский и Сирийский.

Нубийско-Аравийский свод образовался в мезозое. Отдельные грабены системы развивались в разное время начиная с олигоцена.

Восточно-Африканская рифтовая система имеет более сложное строение. Единый на севере грабен оз. Рудольфа южнее разделяется на две ветви, охватывающие центральную часть Восточно-Африканского свода дугами с востока и запада. Восточная дуга — это так называемый рифт Грегори. Он протягивается через Кению в Северную Танзанию, где веерообразно расщепляется на несколько малых грабенов и вскоре заканчивается. На своем протяжении он связан с так называемым Кенийским сводом. Западная ветвь от оз. Рудольфа протягивается вдоль полосы больших озер: Альберт, Эдуард, Киву, Танганьика, Ньяса.

Максимальная амплитуда опускания грабенов во всей этой системе достигает 3 км.

Восточно-Африканский свод поднялся в конце мезозоя и в палеогене. Рифт Грегори начал образовываться в позднем миоцене, а главные движения в нем происходили в плиоцене и плейстоцене. Западная ветвь начала образовываться в раннем миоцене, но максимальная тектоническая активность и здесь была приурочена к плейстоцену. Вулканическая деятельность большой силы сопровождала развитие рифта Грегори на всех его стадиях.

Расположение грабенов на Восточно-Африканском своде определяется не только напряжениями, связанными с выгибанием свода, но и неоднородностями строения земной коры: наличием в ней прочных древних массивов и значительно менее прочных зон бывших протерозойских геосинклиналей. Так, две ветви Восточно-Африканского рифта следуют вдоль бывших протерозойских геосинклиналей и «обтекают» древний архейский массив Виктория.

Байкальский рифт. Охватывает не только котловину оз. Байкал, но и большое число примыкающих к ней депрессий. Он тянется от впадины оз. Косогол на юго-западе через впадины Тункинскую, Южно-Байкальскую, Северо-Байкальскую, Баргузинскую, Верхнеангарскую, к впадинам Муйской, Баунтовской, Чарской, Токкинской и другим, более мелким, на северо-востоке. Общая длина этого рифта достигает 2600 км (рис. 4.5).

Рифт образовался преимущественно на сводовом поднятии поверхности докембрийского

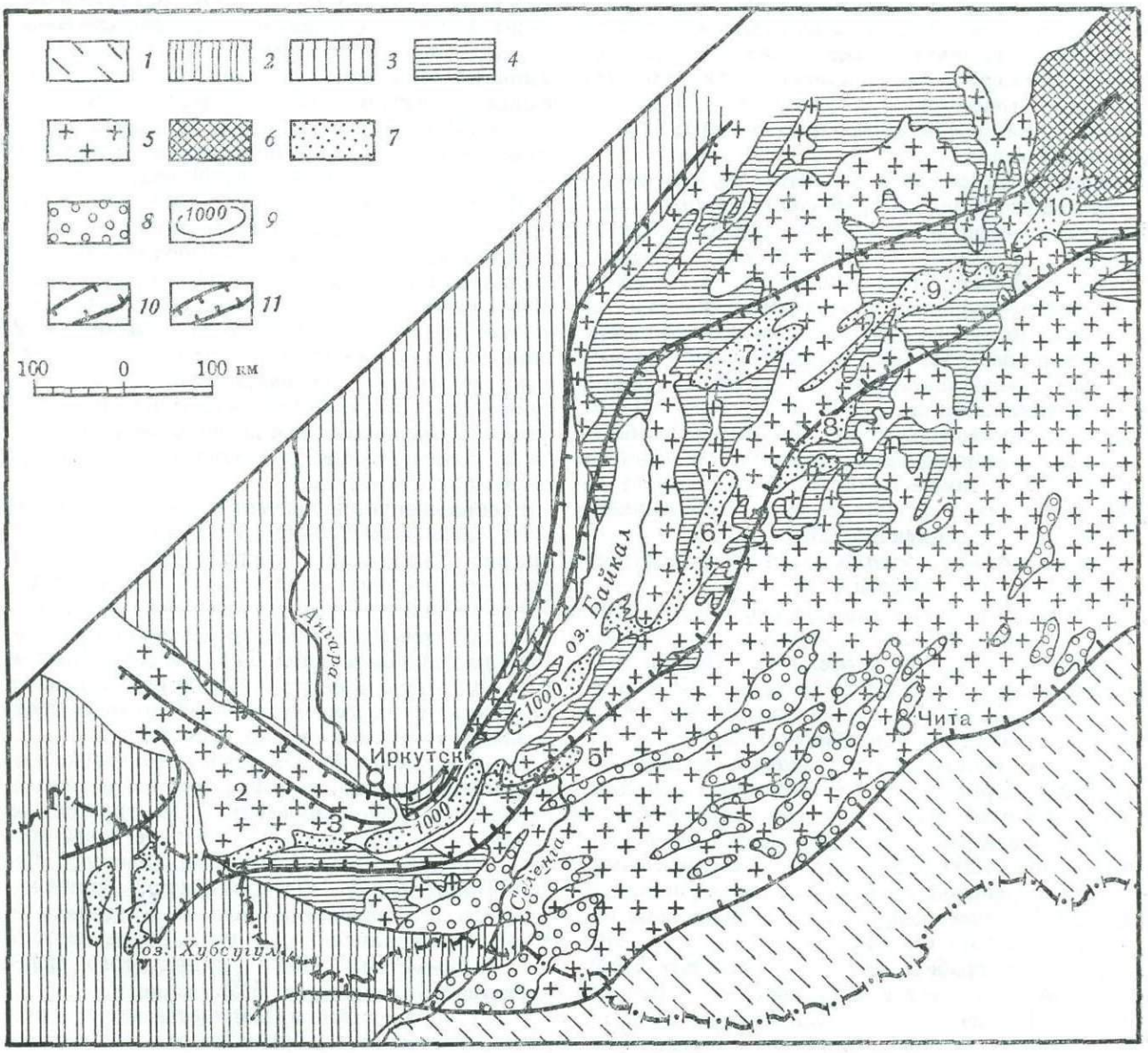
Рис. 4.5. Схема строения Байкальского рифта и зоны эпимезозойской орогенной активизации в Западном Забайкалье

1, 2 — зоны складчатости: *1* — герцинской, *2* — каледонской; *3, 4* — отложения байкальской орогенной зоны: *3* — нижнепалеозойские Ангаро-Ленского передового прогиба, *4* — протерозойские; *5* — протерозойские гранитоиды; *6* — зона архейской складчатости; *7, 8* — грабены: *7* — неотектонические Байкальского рифта, *8* — в зоне эпимезозойской орогенной активизации; *9* — изолиния глубины 1000 м в оз. Байкал; *10, 11* — границы зон неотектонического поднятия: *10* — до 2000 м, *11* — до 3000 м

Грабены Байкальского рифта: 1 — Косогольские, 2 — Торский, 3 — Тункинский, 4 — Байкальские, 5 — Нижнеселенгинский, 6 — Баргузинский, 7 — Верхнеангарский, 8 — Баунтовский, 9 — Муйский, 10 — Чарский

фундамента. Еще в мезозое здесь были отдельные частные впадины и поднятия. В палеоцене и миоцене местность была выровнена. Развитие грабенов в их новейшем виде происходило в позднем плиоцене, плейстоцене и голоцене. Вся зона оказалась разрезанной сложной сеткой продольных и поперечных сбросов. Амплитуда вертикальных смещений различна в разных местах и достигает 5 км.

Одновременно с опусканием коры в грабенах края рифта испытали поднятие, и в это время образовались окаймляющие Байкал и другие депрессии хребты (Хамар-Дабан, При-



морский, Баргузинский и др.). Вулканизм не отличался большой интенсивностью.

Рейнский рифт. Состоит из нескольких отдельных грабенов. На юге — это Верхнерейнский грабен, разделяющий холмистые массивы Вогез на западе и Шварцвальда на востоке. Южный конец его у г. Базеля раздвоен и заканчивается у фронта складчатой зоны Альп. Севернее Франкфурта-на-Майне грабен разделяется на две ветви. Одна из них продолжается к северу (Гиссенский грабен); другая прослеживается на северо-запад и заканчивается на территории Голландии. Этот последний грабен называется Нижнерейнским. Длина Рейнского рифта около 600 км. В рельефе почти на всем своем протяжении он выражен долиной шириной около 40 км.

Рейнский рифт наложен на складчатый палеозойский фундамент и мезокайнозойский осадочный чехол эпигерцинской Западно-Европейской платформы. Его простирание несогласно сечет палеозойские складчатые структуры. Во время платформенной стадии в мезозое и палеогене образовался Рейнский свод, в состав которого входили Шварцвальд, Вогезы, Рейнские горы и Арденны. Размеры свода 250 × × 350 км, амплитуда поднятия около 1 км. Верхнерейнский грабен совпадает с осью этого свода, а разветвленные его окончания — с периклиналями.

Рейнский рифт начал образовываться в позднем эоцене в южной своей части и постепенно, в течение олигоцена, неогена и четвертичного периода, оседание распространялось к северу. На разных стадиях формирование рифта сопровождалось излиянием щелочных лав. Общая амплитуда опускания грабенов достигла максимально 2,5 км. Происходящие до сих пор землетрясения показывают, что опускание грабенов продолжается и сейчас.

4.1.5. Режимы магматической активизации платформ

Выше были рассмотрены некоторые режимы, в связи с которыми развивались магматические процессы, как эффузивные, так и интрузивные, на площадях, бывших перед этим платформами. Но во всех описанных случаях возникновение магматических процессов на бывших платформах ассоциировалось с тектонической активизацией последних. Однако в истории земной коры неоднократно происходила магматическая активизация платформ, не связанная с крупными тектоническими событиями на поверхности. Такая магматическая активизация имела место на том или ином участке древней или молодой платформы в течение сравнительно краткого отрезка геологического времени.

Можно выделить два режима магматической активизации платформ.

Платобазальтовый, или трапповый, режим. Этот режим играет существенную роль в истории земной коры. Он характеризуется излиянием огромных объемов очень однообразных толеитовых базальтов, среди которых породы другого состава, являющиеся продуктами дифференциации базальтов, играют сугубо подчиненную роль. Излияния происходят спокойно, по трещинам, и покровы базальтов растекаются на больших площадях. Суммарная мощность базальтов может измеряться километрами. Параллельно с излияниями образуются пластовые интрузии того же основного состава. В области излияния платобазальтов земная кора обычно несколько прогибается и излившиеся толщи поэтому залегают в пологой синеклизе. В этом отличие данного режима от рифтового, в условиях которого, как мы видели, раскалывание коры и излияния предваряются образованием ее сводовых выгибов вверх.

Платобазальты известны на древних платформах начиная уже с протерозоя. Но первое действительно массовое проявление платобазальтового режима приходится на конец палеозоя и начало мезозоя. При этом привлекает внимание почти полная синхронность (конечно, в масштабах геологического времени) излияний в разных областях земного шара.

На Сибирской древней платформе отмеченные образования и связанные с ними пластовые основные интрузии образовались в конце перми — начале триаса. Базальты покрывают площадь в 1,5 млн. км² и имеют мощность до 2 км. В основном эти магматические проявления приурочены к Тунгусской синеклизе.

В позднем триасе — ранней юре платобазальтовый комплекс образовался на древней платформе в Южной Африке. В синеклизе Карру лавы покрывают 26 000 км², их мощность достигает 1400 м. Значительно большую площадь (570 000 км²) в этом же районе занимают пластовые интрузии долеритов указанного возраста. Отдельные интрузии имеют мощность до 300 м.

Кроме того, платобазальты приблизительно того же возраста развиты в Южной Америке, Тасмании и Антарктиде.

Следующая эпоха массовых излияний платобазальтов приходится на поздний мел и третичный период. В это время изливались платобазальты Декана на Индийской древней платформе, их мощность достигает 2 км.

Наконец, миоценовый возраст имеют платобазальты Колумбийского плато в Кордильерах Северной Америки, приуроченные к срединному массиву, находящемуся внутри мезозойской геосинклинали.

Режим центральных интрузий и трубок взрыва. Характеризуется интрузиями чрезвычайно разнообразного состава от ультраосновных и щелочных до кислых, а также кимберлитовыми трубками взрыва. Интрузии этого типа представляют собой глубокие корни вулканов. Очень различны по составу центральные интрузии мезозойского (пост-каррускогo) возраста в Южной Африке.

К среднему и верхнему палеозою принадлежат многочисленные крупные и мелкие щелочные интрузии Карело-Кольской провинции. На Алданском щите известны щелочные мезозойские интрузии. В Южной Африке формация Карру прорывается мезозойскими гранитными плутонами.

Кимберлитовые трубки взрыва привлекали к себе особое внимание в связи с их алмазоносностью. Впервые они были обнаружены в Южной Африке. Там они имеют позднемеловой возраст. Позже аналогичные трубки были найдены в Центральной и Восточной Африке, Бразилии и на востоке Сибирской платформы.

Все эти проявления интрузивной деятельности приурочены к древним платформам и знаменуют кратковременную магматическую активизацию после очень длительного, измеряемого сотнями миллионов и даже 1 млрд. лет периода амагматичного развития платформ.

4.1.6. Режимы окраин материков

Окраины материков, включающие как прибрежную часть суши, так и подводный шельф, обладают существенными особенностями эндогенного развития и поэтому должны быть выделены в особую группу режимов. Последние отражают условия перехода от материка к океану.

Выделяются два режима окраин материков — атлантический и тихоокеанский.

Атлантический режим окраин. Он отличается прежде всего несогласным налеганием края океана на срезанную домезозойскую структуру соседних частей материка. Эта домезозойская структура может быть герцинской складчатой зоной, эпикаледонской или древней платформой и может быть сложена осадочными, метаморфическими или магматическими породами. Важно, что к мезозойскому времени атлантические периферии повсеместно характеризовались платформенным развитием. Этот тип окраин материков преобладает вокруг Атлантического и Индийского океанов и является единственным вокруг Северного Ледовитого океана. Эти окраины сопровождаются обычно широким шельфом, ширина которого достигает в некоторых районах многих сотен километров. В настоящее время как надводная, так и подводная части окраин атлантического типа в ряде районов хорошо изучены геологически, геофизически и с помощью буровых скважин. Особенно подробно изучена переходная зона между материком Северной Америки и Атлантическим океаном.

Исследования показали, что ни на одной периферии материков атлантического типа нет никаких признаков того, что в домезозойское время по соседству существовал океан. Все домезозойские структуры любого типа и происхождения прослеживаются с суши на подводный шельф, а затем срезаются внешним его краем.

Геологический разрез прибрежной части суши и шельфа указывает на резкое изменение условий в мезозое, когда в строении периферии материка появляются первые признаки того, что рядом находилась океаническая депрессия. Появляются геологические указания и на то, что в мезозое окраина материка начинает опускаться, причем опускание усиливается в сторону океана. О таком опускании свидетельствуют осадки, накопленные в прибрежной зоне, и распределение их мощностей. Буровые скважины, заложенные на различных шельфах, и геофизические профили показали, что на размытом домезозойском фундаменте шельфа на окраинах атлантического типа спокойно залегают мезозойские осадки. Это — мелководные морские и частично континентальные осадки. Они накапливались в обстановке компенсации прогибания накоплением. Их мощность увеличивается в сторону океана — к внешнему краю шельфа. Это означает, что внешний край шельфа опускался сильнее, чем прибрежная его часть, что прогибание шельфа сопровождалось увеличением наклона его фундамента к океану. Переходя на континентальный склон, осадки попадают в обстановку глубоководного некомпенсированного накопления, и мощность их быстро уменьшается. Начало опускания шельфа в разных районах падает на различное время. Самое раннее опускание приходится на раннюю юру. Однако значительно чаще опускание и наклон шельфа начинались в раннем мелу и уже все шельфы на периферии этого типа были вовлечены в опускание с начала позднего мела.

Амплитуда опускания фундамента шельфа на его внешнем крае измеряется обычно 2—3 км, но местами достигает 10 км.

Ниже шельфа на континентальном склоне, в некоторых местах на глубине 1—2 км, обнаруживаются уступы — так называемые краевые плато. Ширина таких плато — сотни километров. Наилучше изучено краевое плато Блейк у берегов Флориды (рис. 4.6). Оно имеет длину 900 км, ширину 300 км, а глубина его меняется от 600 на севере до 1200 м на юге. На противоположном берегу Атлантического океана у берега Иберийского полуострова известно Иберийское краевое плато, расположенное на глубинах от 1800 до 2700 м, ширина его 250 км. Были обнаружены другие краевые плато как в южной, так и в северной частях Атлантики.

Как показали буровые скважины на плато Блейк, последнее вплоть до начала эоцена представляло собой часть шельфа. Об этом свидетельствуют мелководные отложения верхнего мела, слагающие восточный уступ плато Блейк. В то время, следовательно, шельф был значительно шире, чем сейчас. Эоценовые и более молодые отложения являются уже глубоководными. Значит краевое плато откололось от шельфа и опустилось в конце мела — начале эоцена. Опускания краевых плато представляют процесс, осложняющий спокойное увеличение наклона шельфа в сторону океана.

Периферии материков атлантического типа вулканизм, как правило, несвойствен.

Тихоокеанский режим окраин. Гораздо сложнее строение и развитие материковых окраин тихоокеанского типа. На этих окраинах к океану примыкает зона молодой геосинклинали, развивавшейся в течение мезозоя и кайнозоя, на месте которой в неотектонический этап возникла эпигеосинклинальная орогенная зона. Такие условия в переходной между материком и океаном зоне мы находим вокруг всего Тихого океана, а также на северо-востоке Индийского океана (где последний примыкает к островам Индонезии) и на небольших участках периферии Атлантического океана (у Антильских и Южных Сандвичевых островов и Гибралтарского пролива). Частично геосинклиналь и орогенная зона лежат полностью на материке, как это наблюдается на западном побережье

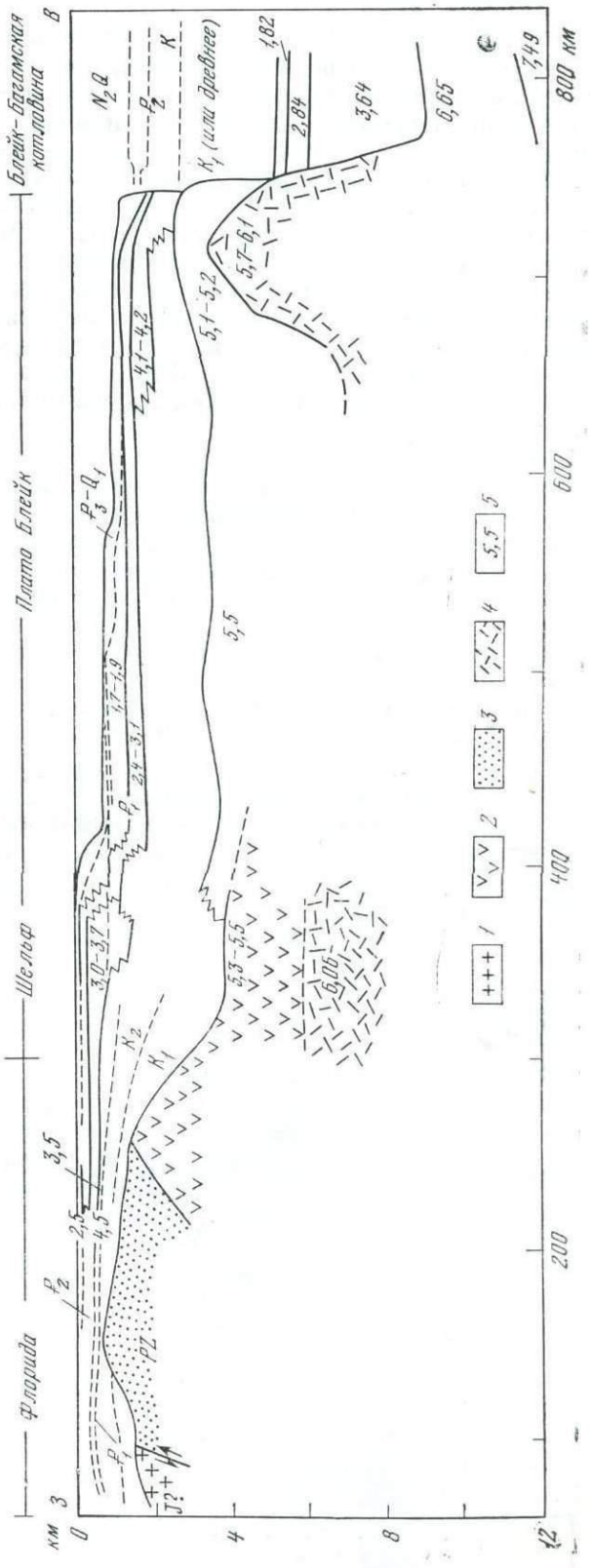


Рис. 4.6. Разрез через шельф, краевое плато Блейк и континентальный склон у берегов Флориды. По Юингу и др. (1970)

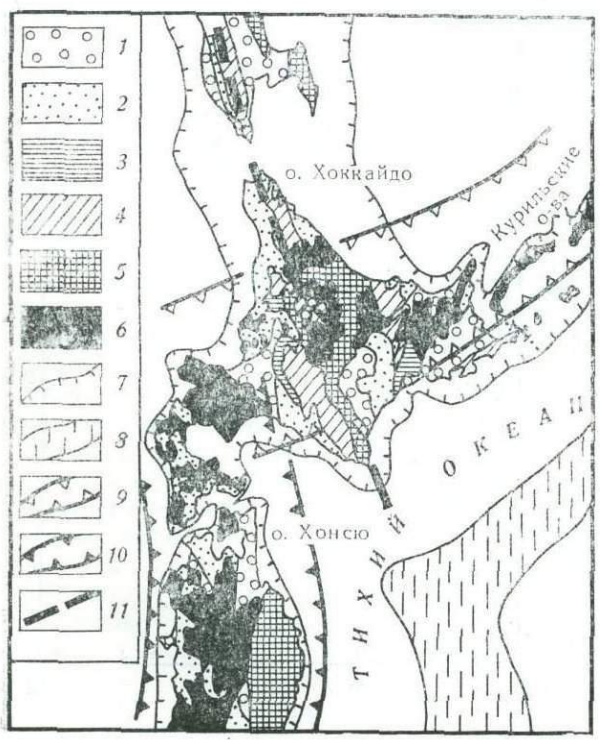
1—3 — породы: *1* — юрские интрузивные, *2* — вулканические, *3* — палеозойские; *4* — кристаллический фундамент; *5* — скорости продольных сейсмических волн (в км/с)

Северной и Южной Америки, частично же они прослеживаются на островных дугах, что особенно характерно для западной окраины Тихого океана. Такие островные дуги представляют островные дуги первого типа. Примерами их являются Японские острова, Филиппины, Новая Гвинея, Индонезия, Новая Зеландия, а также Большие Антильские острова. Следует подчеркнуть, что геосинклинали и орогены островных дуг первого типа ничем существенным не отличаются от геосинклиналей, находящихся полностью на материке. Развиваются они в соответствии с теми же общими закономерностями, и структуры в них образуются такие же.

Если говорить о крупных структурах, то можно отметить общую параллельность мезокайнозойских геосинклинальных и орогенных структур и края океана. Но в деталях картина взаимоотношения этих структур и океана оказывается более сложной. Складчатые структуры почти повсеместно срезаны краем океана. Отдельные острова, входящие в состав островных дуг первого типа, оказываются структурными «обрубками», ограниченными со всех сторон участками с большими океаническими глубинами. При этом обнаруживается, что возраст срезания очень молодой; срезанию во многих местах подверглись не только плиоценовые, но и плейстоценовые структуры. Примеры срезания молодых структур особенно хорошо видны на Японских островах, например у о-ва Хоккайдо (рис. 4.7), и у берегов Южной Калифорнии. Срезание это связано с разломами, с раздроблением земной коры на глыбы, из которых одни опустились, другие остались в поднятом положении.

Рис. 4.7. Схема строения района о-ва Хоккайдо. Составил В. В. Белоусов

1—5 — отложения: *1* — четвертичные, *2* — неогеновые, *3* — палеогеновые, *4* — меловые и юрские, *5* — верхнепалеозойские; *6* — четвертичные и палеогеновые вулканические излияния; *7* — граница шельфа; *8* — глубоководный желоб; *9*, *10* — границы: *9* — Курильской островной дуги второго типа, *10* — Японской островной дуги первого типа; *11* — ось складчатой зоны Сахалин—Хоккайдо



На периферии тихоокеанского типа наблюдаются и более значительные признаки глубокого раскалывания земной коры.

Геологические данные показывают, что начиная с поздней юры вокруг Тихого океана начали образовываться крупнейшие разломы, которые стали каналами интенсивной вулканической деятельности. В поздней юре возник Охотско-Чукотский разлом, который в конце юры и в течение мела был зоной излияния огромного объема андезитовой и андезито-базальтовой лавы. В позднем мелу излияния андезитов происходили также вдоль западного побережья Японского моря, в южной части Кореи и Юго-Восточном Китае. Можно рассматривать линии разломов, с которыми связаны эти излияния, как первое трассирование границы, по которой позже будут образовываться окраинные моря.

По другую сторону Тихого океана — в Андах и Кордильерах — поздняя юра и мел были эпохой формирования огромного гранодиоритового батолита. Последний протянулся почти непрерывной полосой вдоль этих подвижных зон на многие тысячи километров. Внедрение этого батолита можно объяснить глубоким раскалыванием тектоносферы.

В конце мела начинается процесс образования новых больших расколов по периферии Тихого океана, расположенных теперь ближе к его внутренним областям. Расколы эти имеют преимущественно форму пологих дуг и вдоль них образуются цепочки вулканов — это так называемые островные дуги второго типа. Дальнейший рост расколов и увеличение числа вулканов следует отнести к более позднему времени — миоцену и плиоцену. Многочисленные примеры островных дуг второго типа мы находим на севере и западе Тихого океана. Это — Алеутская вулканическая дуга, Курильские

острова, Бонино-Марианская дуга и ряд цепочек вулканических островов, расположенных в юго-западной части Тихого океана в Меланезии. В отличие от островных дуг первого типа островные дуги второго типа не переживали геосинклинального развития: они представляют собой всего лишь разломы (взрезы) или глубинные надвиги, вдоль которых цепочками размещены вулканы. Последние выбрасывают преимущественно андезитовую и андезито-базальтовую лаву. Возраст наиболее древних извержений эоценовый; многие вулканы продолжают свою деятельность до сих пор.

Обязательным элементом дуги второго типа является глубоководный желоб, опоясывающий дугу с внешней стороны. Такие желоба — это зоны наибольших глубин в океанах. Их ширина около 100 км, склон, примыкающий к дуге, крутой, а противоположный — более пологий. Глубина дна в желобах обычно превышает 7 км, а в одном из желобов — Марианском — она достигает 11 023 м.

Вулканические дуги второго типа сплошь и рядом накладываются на дуги первого типа, в связи с чем на последних образуются цепочки вулканов, извергающих андезитовую и андезито-базальтовую лаву. При этом вулканические дуги могут накладываться на геосинклинальные и орогенные структуры дуг первого типа под различными секущими углами. Примером может явиться вулканическая зона на о-ве Хонсю в Японии, известная под названием Фосса Магна («Большой Ров»). Она лежит как раз на продолжении Бонино-Марианской дуги второго типа, которая подходит к острову в его средней части почти под прямым углом у п-ова Идзу и пересекает складчатые структуры острова. В структурном отношении Фосса Магна представляет собой узкий и глубокий прогиб, заполненный миоценовыми отложениями — глинами и вулканогенными породами. Прогибание закончилось в среднем миоцене, когда отложения миоцена были смяты в складки в процессе инверсии прогиба. Здесь же в четвертичное время образовались большие андезитовые вулканы (Фудзи, Хаконе и др.).

Другой пример наложения дуги второго типа на дугу первого типа мы находим на о-ве Хоккайдо, где цепочка вулканов сечет складчатые и орогенные структуры под острым углом (см. рис. 4.7).

В других случаях вулканическая дуга может быть наложена на геосинклинальные и орогенные структуры вдоль простирания последних. Это, например, можно наблюдать на Камчатке, где полоса андезитовых вулканов протягивается параллельно простиранию структурных зон молодой геосинклинали и складок. В таких случаях глубоководный желоб располагается вдоль дуги первого типа.

Следовательно, режим окраин материков тихоокеанского типа существенно отличается от режима окраин атлантического типа. Если на атлантических окраинах в течение мезокайнозоя отмечалось спокойное опускание прибрежной зоны с постепенным увеличением наклона фундамента шельфа в сторону океана, то на тихоокеанских окраинах опускание суши, также являвшееся основным фоном развития, происходило не спокойно и постепенно, а путем образования разломов и оседания по ним глыб коры. Тогда как режим атлантического типа практически лишен вулканизма, тихоокеанский режим, напротив, включает сильнейший магматизм, преимущественно в эффузивной форме, как свою обязательную составную часть.

Специфичен и состав магм: среди излияний преобладают андезиты и андезито-базальты, а среди интрузий — гранодиориты.

Мы приходим к выводу, что оба окраинных режима имеют в основе своего развития опускание земной коры. Но в одном случае это опускание происходит путем спокойного изгибания коры с очень малой ролью разломов, в другом же оно полностью связано с глубоким раскалыванием коры и глыбовыми обрушениями и сопровождается сильнейшей магматической деятельностью.

В прилагаемой табл. 4.1 сведены данные об особенностях всех рассмотренных эндогенных режимов материков.

4.2. Общая эволюция эндогенных режимов

Как было видно из предыдущего изложения (см. гл. 3), повсеместными особенностями древнейших архейских толщ, развитых на щитах, являются: сильный региональный метаморфизм, достигающий местами гранулитовой фации (хотя преобладает амфиболитовая фация), гранитизация и сложные деформации. Последние представлены двумя основными типами: во-первых, гнейсовыми, гранито-гнейсовыми и мигматитовыми куполами и валами; во-вторых, дисгармоничной складчатостью, особенностью которой является наложение друг

Таблица 4.1. Эндогенные режимы материков

Класс режима	Режим	Стадия развития	Контрастность и интенсивность колебательных движений	Соотношение опусканий и поднятий	Преобладающие осадочные формации
Геосинклинальный	Эвгеосинклинальный	Доинверсионная (офиолитовая)	Большие	Значительное преобладание опусканий; некомпенсированные прогибы	Нижнетерригенная, кремнистая (яшмовая)
		Инверсионная	Умеренные	Равновесие опусканий и поднятий	Верхнетерригенная (флишевая, каустобиолитовая)
		Послеинверсионная	Слабые	Слабое преобладание поднятий	Нижняя моласса
	Миогеосинклинальный	Доинверсионная	Умеренные	Преобладание опусканий	Нижнетерригенная (аспидная), сменяющаяся известняковой
		Инверсионная	Малые и умеренные	Равновесие поднятий и опусканий	Верхнетерригенная (флишевая, каустобиолитовая)
		Послеинверсионная	Малые	Слабое преобладание поднятий	Нижняя моласса
	Парагеосинклинальный		Малые и умеренные	Преобладание опусканий; в конце цикла слабое преобладание поднятий	Нижнетерригенная, сменяющаяся известняковой, которая часто преобладает. Верхнетерригенная (в том числе флишевая и каустобиолитовая)
	Срединных массивов		Малые	Равное развитие слабых поднятий и опусканий	Песчано-глинистая и известняковая
Платформенный	Молодых платформ		Малые	Малое преобладание опусканий в начале цикла и поднятий в конце	Общая последовательность формаций та же, что на древних платформах

Характер и степень проницаемости литосферы	Характер магматизма	Региональный метаморфизм и гранитизация	Тип складчатости	Тип разрывов
Рассеянная, очень большая	Основные подводные излияния, пластовые интрузии. Ультрабазиты. В конце стадии средние и кислые излияния и плагиограниты (дериваты основной магмы)	Пропилитизация; метаморфизм высокого давления и низкой температуры	Глыбовые складки на интрагеоантиклиналях; вулкано-тектонические и субвулканические структуры	Глубинные разломы
Сосредоточенная, малая	Граниты нормальные и щелочные. Пегматитовые и аплитовые жилы	Сильные региональный метаморфизм и гранитизация (батолиты)	Общего смятия и глубинная; тектонические покровы пеннинского типа	Надвиги, покровы гельветского и пеннинского типов
Малая	Трещинные и малые интрузии	Отсутствуют	Глыбовый, нагнетания, в меньшей мере общего смятия	Глубинные разломы, покровы гельветского типа
Рассеянная, малая	Отсутствует, или слабые основные излияния и пластовые интрузии	Отсутствуют	Отсутствует, или слабая складчатость глыбового типа	Глубинные разломы
Сосредоточенная, малая	Граниты, малые интрузии нормальные и щелочные	Слабый и умеренный, зеленосланцевый метаморфизм, гранитизация	Общего смятия	Надвиги, взбросы, покровы гельветского типа
Малая	Трещинные и малые интрузии, преимущественно щелочные	Отсутствуют	Глыбовый, нагнетания	Глубинные разломы, покровы гельветского типа
То же	Слабый магматизм: дайки, силлы, лакколиты, магматические диапиры (преимущественно основные и щелочные)	Отсутствуют	Глыбовый и нагнетания	Взбросы, глубинные разломы
Сосредоточенная, большая	Излияния основные, кислые, щелочные. Трещинные интрузии основные, кислые и щелочные	Отсутствуют или слабые	Глыбовый	Глубинные разломы, взбросы, надвиги
Сосредоточенная, очень слабая	Слабые проявления основных и щелочных излияний и малых интрузий	Отсутствуют	Глыбовый и нагнетания	Сбросы, взбросы

Таблица 4.1 (окончание)

Класс режима	Режим	Стадия развития	Контрастность и интенсивность колебательных движений	Соотношение опусканий и поднятий	Преобладающие осадочные формации
Платформенный	Древних платформ		Очень малые	Слабое преобладание опусканий в начале цикла и поднятий в конце	Общая последовательность формаций: а) нижнетерригенная; б) известняковая; в) верхнетерригенная (в том числе каустобиолитовая); г) молассовая и лагунная
	Протоплатформ		Умеренные		Разнообразные терригенные и вулканогенные
Орогенный	Эпигеосинклинальный		Большие	Значительное преобладание поднятий	Молассовая и лагунная (местами каустобиолитовая)
	Эпиплатформенный		Большие и умеренные	Значительное преобладание поднятий	Молассовая и лагунная(каустобиолитовая)
Рифтовый			Умеренные и большие	Пологие сводовые поднятия, усложненные грабенами	Молассовая и лагунная
Магматической активизации платформ	Платобазальтовый		Очень малые	Слабое преобладание опусканий	
	Центральных интрузий и трубок взрыва		Очень малые	Неопределенно	
Окраин материков	Атлантический		Малые	Преобладает опускание	Песчано-глинистая, лагунная, каустобиолитовая
	Тихоокеанский		Очень большие	Преобладает опускание	Песчано-глинистая

Характер и степень проницаемости литосферы	Характер магматизма	Региональный метаморфизм и гранитизация	Тип складчатости	Тип разрывов
Непроницаемость	Отсутствует, или очень слабые проявления основных и щелочных излияний и малых интрузий	Отсутствуют	Глыбовый и нагнетания	Сбросы, взбросы
Сосредоточенная, умеренная	Крупные расслоенные интрузии (лополиты, дайки и др.)	Зеленосланцевый метаморфизм, локальная гранитизация	Массивные купола и флексуры	Глубинные разломы
То же	Излияния средние и кислые; трещинные интрузии разного состава	Отсутствуют	Глыбовый и нагнетания, локально общего смятия	Глубинные разломы, сбросы, взбросы, надвиги
Сосредоточенная, большая и умеренная	Основные и щелочные излияния. Трещинные интрузии разного состава	Отсутствуют	Глыбовый и нагнетания, локально общего смятия	Глубинные разломы, сбросы, взбросы, надвиги
Сосредоточенная, большая	Основные и щелочные излияния	Отсутствуют	Глыбовый	Глубинные разломы, сбросы, взбросы
Сосредоточенная, умеренная или большая	Платобазальтовый	Отсутствуют	Глыбовый	Глубинные разломы, взбросы
Сосредоточенная, умеренная или большая	Разнообразные, преимущественно щелочные интрузии (трещинные, лакколиты, магматические диациры). Кимберлитовые трубки	Отсутствуют	Глыбовый	Глубинные разломы, сбросы
Непроницаемость	Отсутствует	Отсутствуют	Глыбовый и нагнетания	Глубинные разломы, глубинные надвиги, сбросы
Сосредоточенная, большая	Мощные наземные излияния андезитов и андезито-базальтов. Интрузии гранодиоритов и гранитов	Слабые	Глыбовый, общего смятия	Глубинные разломы, глубинные надвиги, сбросы

на друга складок разного порядка и разных простираний. Для всей структуры характерно отсутствие линейности: купола имеют округлую или неправильную форму, валы изгибаются по простиранию и нередко вырисовывают сложные петли. Эта складчатость должна быть отнесена к глубинному типу. Поскольку сильные деформации, метаморфизм и гранитизация наблюдаются в этих породах всюду, где они сохранились, можно высказать предположение, что те же особенности состава и строения характеризовали эти породы и там, где они потом были переработаны последующими тектоническими, магматическими и метаморфическими процессами.

Можно поэтому заключить, что на протяжении времени от 3,5 до 2,8 или 2,7 млрд. лет назад, т. е. в течение всего архея, на материках повсеместно господствовали условия, которые по некоторым признакам отвечали эвгеосинклинальным. Действительно, среди архейских пород широко развиты метаморфизованные основные магматические породы, которые могут представлять доинверсионную стадию развития геосинклиналей; те же породы испытали сильный региональный метаморфизм, гранитизацию и сложную складчатость, что можно рассматривать как проявление инверсионной стадии. Повсеместность проявления эвгеосинклинальных признаков позволяет назвать эту стадию развития земной коры, наиболее древнюю из известных нам, п а н г е о с и н к л и н а л ь н о й, или п е р м о б и л ь н о й.

Впрочем, некоторые исследователи полагают, что эта древнейшая стадия жизни земной коры носила особый характер и существовавшие тогда условия нельзя приравнивать к более позднему геосинклинальному режиму.

Отмеченное выше характерное для данной стадии отсутствие линейности в расположении структур следует приписать отсутствию или очень малой роли глубинных разломов. Это обстоятельство согласуется с характером деформаций, указывающим на весьма пластичное состояние пород. Основной тектонической формой является глубинный диапир.

Гранитизация, приуроченная к эпохе 2,7—2,8 млрд. лет, привела к формированию в земной коре кристаллического панциря, покрывавшего, по-видимому, огромные площади, далеко выходившие за пределы тех участков, на которых этот панцирь сохранился. Но панцирь позже был тектонически «взломан» и на местах его разрушения образовались прогибы, заполнившиеся осадочными и вулканогенными породами, превратившимися в дальнейшем в метаморфические породы главным образом амфиболитовой фации. Это — различные кристаллические сланцы и гнейсы, которые не только метаморфизованы, но и гранитизированы и сложно деформированы; их возраст от 2,6 до 1,9 млрд. лет.

Все эти породы, относящиеся к раннему протерозою, образуют полосы, ограниченные архейскими глыбами. Полосы имеют на значительных протяжениях прямолинейные и слабо изогнутые, параллельные друг другу ограничения, несогласно срезающие внутреннюю структуру архейских глыб. Признаки линейности проявляются не только в ограничениях полос нижнепротерозойских пород, но и в складчатой структуре последних: многие пучки складок в них характеризуются линейностью, хотя и здесь широко развиты гнейсовые и гранито-гнейсовые купола. Следовательно, есть основания думать, что роль глубинных разломов, определяющих линейность структур, в раннем протерозое возросла по сравнению с той, какую она играла в архее. Поскольку описываемые полосы слагаются в значительной степени вулканическими и магматическими породами, которые метаморфизованы, гранитизированы и сильно деформированы, мы вправе видеть в них геосинклинали. Это — раннепротерозойские протогеосинклинали.

Протогеосинклиналям теперь противопоставлены сохранившиеся архейские глыбы, которые в раннем протерозое не были подвергнуты столь сильным эндогенным воздействиям. Эти глыбы образуют протоплатформы, характеристика которых была дана выше.

Следовательно, пермобильная стадия развития земной коры, приуроченная к архею, сменилась в раннем протерозое стадией протогеосинклиналей и протоплатформ. В связи с неустойчивостью положения тех и других эта стадия может быть названа «неустойчивой протогеосинклинальной — протоплатформенной», или, короче, «неустойчивой протогеосинклинальной» стадией.

Продолжительность неустойчивой стадии различна на разных щитах.

На северных щитах — Балтийском и Канадском — она завершается к началу позднего протерозоя (1750—1650 млн. лет назад) в эпоху так называемой карельской складчатости и одновременной массовой гранитизации.

На Восточно-Европейской и Северо-Американской платформах карельский эндогенный импульс оказался завершающим для неустойчивой протогеосинклинальной стадии. Она, следовательно, продолжалась на этих платформах

около 1 млрд. лет и закончилась к началу позднего протерозоя. После карельского импульса на этих платформах начинается последняя «устойчивая геосинклинально-платформенная» стадия, характеризующаяся теми «нормальными» платформенными, геосинклинальными и орогенными режимами, которые были описаны выше. Эта стадия начинается с объединения всех бывших протоплатформ в единую монолитную «древнюю» платформу, которая во внутренних своих частях больше уже не разламывалась и явилась тем ядром, от которого платформенный режим в дальнейшем распространялся по площади.

4.3. Эндогенные процессы в устойчивую геосинклинально-платформенную стадию

Устойчивые «древние» платформы сформировались после того, как закончили свое развитие и «консолидировались» протогеосинклинали, а платформы во внутренних своих частях больше не подвергались «взламыванию». При образовании фундамента Восточно-Европейской древней платформы объединились 14 протоплатформ, при образовании Сибирской древней платформы — 8 протоплатформ и т. д. На фундаменте древних платформ со времени их образования начал формироваться типичный платформенный чехол, состоящий из осадочных серий, которые не подвергались больше ни метаморфизму, ни гранитизации и деформации в которых были слабыми и носили типичный платформенный характер. Древнейшие слои такого чехла на Восточно-Европейской платформе имеют, как мы видели, позднепротерозойский (рифейский) возраст.

Между древними платформами остались полосы, и только к ним в течение всего последующего времени и были приурочены проявления геосинклинальных режимов. Это — геосинклинальные пояса. Они перечислены и описаны в гл. 1.

Линейность тектонических зон и отдельных структур, появлявшаяся в предыдущей стадии, но не ставшая тогда всеобщей, становится для устойчивой геосинклинально-платформенной стадии общим правилом. Это указывает на сильно возросшую роль глубинных разломов, которые определяют границы между тектоническими зонами и «диктуют» простирание отдельных крупных структур.

Эволюция режимов в течение устойчивой геосинклинально-платформенной стадии в основном определялась расширением площади проявления платформенных режимов и сокращением площади геосинклинальных поясов (см. рис. 3.1—4). Эта тенденция преобладала, хотя в некоторой мере происходил и обратный захват геосинклинальным режимом участков, уже ставших ранее платформами.

Одно из проявлений упомянутых выше эндогенных циклов состояло в том, что процесс разрастания платформ происходил не непрерывно, а прерывисто, как бы скачками от одного цикла к другому. Разрастание платформ происходило таким образом, что наиболее длительно, вплоть до кайнозоя включительно, сохранились Тихоокеанский и Средиземноморский геосинклинальные пояса, хотя они и сильно сузились. Другие геосинклинальные пояса заменились платформами раньше — к началу мезозоя.

Важно подчеркнуть, что процесс разрастания платформ шел не беспорядочно, а подчиняясь определенной направленности, так что к последнему циклу геосинклинали не распались на случайно разбросанные пятна, а сохранились в виде непрерывных полос на всем протяжении указанных выше двух главнейших геосинклинальных поясов.

В течение устойчивой геосинклинально-платформенной стадии неоднократно проявлялся орогенный режим. Он (как эпигеосинклинальный, так и эпиплатформенный) возникал в конце эндогенного цикла. При этом с началом следующего цикла была возможна эволюция либо в сторону платформенного режима, либо в сторону возобновления режима геосинклинального.

4.4. Ритм эндогенных процессов

Выше уже неоднократно говорилось об эндогенных циклах и эндогенном ритме. В этом разделе мы намерены обобщить данные о ритмичности в развитии эндогенных процессов и рассмотреть ее проявления более полно. Вопрос этот давно обсуждается в геологической литературе. Обычно говорят о тектонических циклах, но вкладывают в этот термин более широкий смысл, поскольку наряду с тектоническими движениями всегда имеются в виду и метамор-

фические и магматические процессы. Поэтому термин «эндогенные циклы» кажется более правильным.

Под эндогенной цикличностью понимается повторяемость определенной группы эндогенных процессов — тектонических, магматических и метаморфических, которые на разных стадиях цикла сочетаются закономерным образом. Последовательность циклов создает то, что можно назвать эндогенной ритмичностью. Следует, однако, оговорить условность в данном употреблении терминов «цикл» и «ритм», а также часто употребляемого термина «периодичность». Повторяемость не означает буквальную повторяемость. Повторяется некоторая принципиальная и при этом довольно грубая *схема последовательности и сочетания* процессов, но во многих существенных своих чертах отдельные циклы могут все же отличаться друг от друга. Различаются не только разновременные циклы, но и одновременные, проявляющиеся в разных местах. Ритмичность и периодичность не означают, что существует какой-то точно установленный период повторяемости *процессов и что ход эндогенных процессов* может быть изображен геометрически правильной кривой. Продолжительность отдельных циклов, несомненно, различна, хотя основные фанерозойские циклы, по-видимому, близки по своей длительности, во всяком случае с приближенностью до 30—40 млн. лет, что составляет около 15—20% средней продолжительности *цикла. Следует также иметь в виду, что* границы между циклами в разных областях не вполне синхронны.

И все же, несмотря на все эти оговорки и условности, повторяемость в эндогенном развитии земной коры представляет собой замечательное явление, которое кладет отпечаток на все строение земной коры, на распределение различных пород в геологическом разрезе, и определяет важнейшие закономерности размещения полезных ископаемых.

Характер и степень сохранности геологических документов позволяют регистрировать весь *комплекс эндогенных процессов* в принципе только для устойчивой геосинклинально-платформенной стадии, а практически это сейчас доступно *лишь для фанерозойского времени.* Столь же всесторонне изучить более древние циклы не удается.

В общем, для докембрия основные сведения об эндогенном ритме мы черпаем из данных об *абсолютном возрасте* пород. Если собрать все определения абсолютного возраста, то окажется, что в докембрии они концентрируются преимущественно вокруг некоторых эпох, тогда как промежуточных цифр значительно меньше. Такими эпохами концентрации цифр *абсолютного возраста являются:* 3,0—2,8; 2,6—2,5; 2,2—2,0; 1,8—1,6; 1,2; 1,0—0,9; 0,6—0,5 млрд. лет назад. Последняя из указанных эпох приходится уже на границу между протерозоем и фанерозоем.

Поскольку абсолютный возраст определяется преимущественно по минералам, возникшим в результате метаморфических процессов и гранитизации, приведенные цифры свидетельствуют, что эпохи преимущественного проявления регионального метаморфизма и гранитизации в докембрии повторялись через промежутки времени от 300 до 600 млн. лет. Поскольку *изучение более поздних эндогенных циклов* учит нас тому, что региональный метаморфизм и гранитизация занимают в них определенное место, приурочиваясь к их середине, мы вправе видеть в раздельности эпох метаморфизма указание на существование в докембрии эндогенных циклов.

Изучение фанерозойской истории показывает, *что основой эндогенных циклов является* ритмичность наиболее крупных общих колебаний земной коры. Цикл начинается с состояния, когда господствуют поднятия, а опускания играют незначительную роль. Затем наступает период, во время которого поднятия постепенно теряют свое значение, а опускания начинают преобладать. Затем начинается обратный процесс *нарастания поднятий относительно опусканий*, и к концу цикла мы возвращаемся к начальному состоянию. Таким образом, цикл разделяется на две части с противоположными тенденциями: одна характеризуется нарастанием опусканий, другая — нарастанием поднятий. Конец одного цикла и начало следующего сливаются в одну эпоху наибольшего преобладания поднятий.

С таким периодическим развитием общих колебаний связаны крупнейшие трансгрессии и регрессии. Вместе с ними меняются фации осадочных пород, и общая последовательность их *во времени в начале и конце цикла оказывается* противоположной: в начале цикла эволюция идет от континентальных и прибрежных, богатых грубым обломочным материалом осадков ко все более тонким и, наконец, карбонатным, а в конце цикла последовательность обратная. Время перехода от нарастания опусканий к нарастанию поднятий, когда наступает равновесие *между* теми и другими, является временем о б щ е й и н в е р с и и режима колебательный движений.

Ритм общих колебательных движений проявляется в областях любых режимов. Но в наиболее ясном виде он выражен на платформах, где не затемняется другими явлениями. На рис. 4.8 изображено изменение площади осадконакопления в процентах к общей площади Восточно-Европейской платформы для фанерозоя. Кривая показывает разделение фанерозоя на три крупных цикла, продолжительность каждого из них 200 млн. лет. Цикл начинается с очень малой площади осадконакопления, т. е. с преобладания поднятий — с состояния, унаследованного от конца предыдущего цикла. Затем быстро происходит значительное расширение площади осадконакопления (нарастание опусканий). После некоторого периода колебаний вверх и вниз кривая начинает опускаться, что свидетельствует о нарастании поднятий.

Ритм общих колебаний отражается и на развитии геосинклиналей. Доинверсионная стадия эвгеосинклинали с ее глубоководными осадками, большой контрастностью вертикальных движений при преобладании опусканий, основным и ультраосновным вулканизмом, соответствует первой части цикла. Инверсионная стадия, помимо регионального метаморфизма, гранитизации и складчатости, характеризуется выравниванием поднятий и опусканий, конец же цикла в геосинклиналях, как и на платформах, занят нарастанием поднятий. Это — послеинверсионная стадия. Но здесь могут быть два пути развития. Если эпигеосинклинального орогенеза нет, то послеинверсионная стадия продолжается до конца цикла. Она заканчивается постепенным успокоением волновых колебательных движений, предельным сглаживанием их контрастов и незначительным поднятием, превращающим местность, бывшую раньше расчлененной, в низменную слабо всхолмленную сушу с отдельными впадинами, чаще всего озерными. Геосинклиналь постепенно вырождается и к следующему циклу сменяется платформой. В случае же проявления эпигеосинклинального орогенеза последний занимает конец цикла. Следом за уравниванием объема поднятий и прогибов и сглаживанием контрастов вертикальных движений, что характеризует инверсионную стадию, начинается нарастание поднятий, сперва слабое (в послеинверсионную стадию), а затем все более сильное, и вместе с тем снова нарастают контрасты в проявлениях глыбоволновых колебательных движений. Геосинклинальный режим сменяется орогенным.

На прилагаемой диаграмме (рис. 4.9) приведены данные о смене режимов и характере

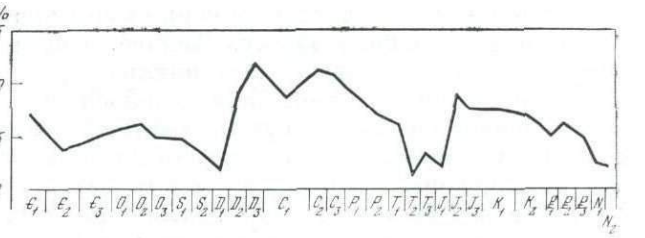


Рис. 4.8. Изменение площади осадконакопления (в % к общей площади Восточно-Европейской платформы) для фанерозоя. По А. Б. Ронову (1969)

тектонических движений для ряда областей для фанерозоя. Использованы данные преимущественно по территории СССР, но привлечены также сведения и относительно некоторых зарубежных эндогенных зон. На диаграмме показаны: эпохи значительного преобладания опусканий над поднятиями, эпохи выравнивания объемов тех и других, эпохи значительного преобладания поднятий, время слабых вертикальных движений. Эти режимы вертикальных движений коры отвечают определенным стадиям геосинклинальных, орогенных и платформенных эндогенных режимов. Рассмотрение диаграммы позволяет сделать ряд выводов.

Прежде всего устанавливается, что палеозой разделяется на циклы в целом однотипно в самых различных областях земного шара. Выделяются каледонский цикл, обнимающий кембрий, ордовик и силур, и герцинский цикл, соответствующий среднему и позднему палеозою. Время выравнивания поднятий и опусканий (т. е. эпоха частной инверсии) в каледонском цикле приходится на поздний ордовик или на конец ордовика и начало силура. Общая инверсия отмечается в силуре. Орогенный режим развивается в силуре и начале девона.

Еще бо́льшая синхронность частной инверсии и выравнивания поднятий и опусканий наблюдается в герцинском цикле. Время частной инверсии здесь почти неизменно приходится на вторую половину раннего карбона или на рубеж между ранним и средним карбоном. А общая инверсия происходит в конце карбона. Орогенный режим развивается в перми и начале триаса.

Однако далеко не все герцинские геосинклинали проходили все стадии каледонского геосинклинального развития. Нередко происходит объединение этих двух циклов в один общий палеозойский цикл, который начинается в ордовике или даже раньше, в котором преобладание опусканий продолжается до начала карбона, а частная инверсия и заключительное

поднятие соответствуют по времени своего проявления герцинскому циклу. Таково, например, развитие Уральской геосинклинали.

Сложнее дело обстоит для мезокайнозоя. Тут выясняется наличие двух схем ритмичности, которые условно именуются «атлантической» и «тихоокеанской». Условность заключается в том, что региональная приуроченность этих двух схем не вполне выдерживается: если «тихоокеанская» схема, действительно, проявляется в областях, тяготеющих к Тихому океану (на востоке Азии, на островных дугах западной окраины Тихого океана, на западе Северной и Южной Америки), то «атлантическая» схема, проявляясь в основном в Европе, Западной Азии и на востоке Северной Америки, наблюдается также и в Тихоокеанском поясе — в Японии, на Филиппинах, на Новой Гвинее.

В «атлантической» схеме в течение мезокайнозоя развивается один эндогенный цикл — альпийский. Начальные стадии геосинклинального развития протекают преимущественно в юре и раннем мелу. Частная инверсия проявляется в разное время от средней юры до палеогена, хотя в основном приурочена к концу позднего мела и началу палеогена. Время частной инверсии оказывается разным в разных интрагеосинклиналях одной и той же геосинклинали. Но орогенное поднятие во всех альпийских геосинклиналях приходится на одно и то же время: неоген (главным образом плиоцен) и четвертичный период. Это поднятие почти повсеместно выражено в форме эпигеосинклинального орогенеза.

В «тихоокеанской» схеме в мезо-кайнозое вместо одного альпийского цикла выделяются два — один киммерийский, другой — альпийский, или тихоокеанский. Начальная стадия геосинклинального развития в киммерийском цикле приходится на конец карбона, пермь, триас, раннюю и среднюю юру. В конце средней юры или в течение поздней юры происходит частная инверсия, за которой в мелу следует общая инверсия и слабое поднятие платформенного типа (эпикиммерийская платформа). А орогенный режим, если он проявляется, возникает в неогене и четвертичном периоде, т. е. в ту же эпоху «неотектонической активизации», что и в областях другого ритма. Эта синхронность развития последнего орогенного режима в истории земной коры представляет чрезвычайно интересное явление.

Тихоокеанский (альпийский) цикл в геосинклиналях вокруг Тихого океана начинается с прогибания в мелу, проходит через стадию частной и общей инверсии в палеогене или начале неогена, а орогенный режим проявляется одновременно с повсеместной новейшей тектонической активизацией.

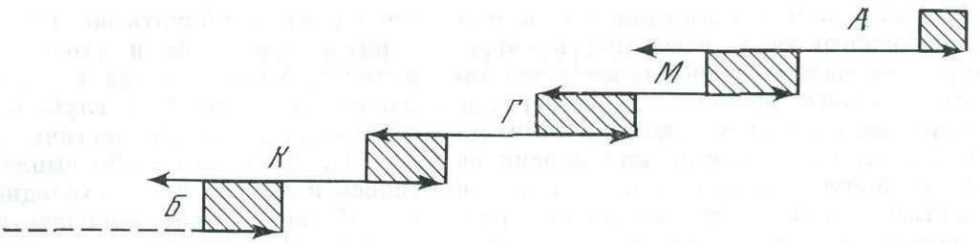
Диаграмма на рис. 4.9. указывает на связь режимов с общей эндогенной ритмичностью. Определенные режимы занимают свои места внутри циклов. При этом надо отметить совпадение во времени режимов, хотя и противоположных по тенденции в развитии вертикальных движений земной коры, но сходных по проявлению большой контрастности последних и по выходу на поверхность магм мантийного происхождения — основных и ультраосновных. Здесь мы имеем в виду прежде всего совпадение во времени доинверсионной стадии эвгеосинклинального и орогенного режима. Орогенный режим, развившийся на месте геосинклиналей байкальского цикла, приурочен к кембрию и ордовику. Но в течение этих же периодов развивается доинверсионная стадия в геосинклиналях каледонского цикла. Поздний силур и ранний девон — это время проявления орогенного режима в конце каледонского цикла и вместе с тем — время доинверсионной стадии в геосинклиналях герцинского цикла.

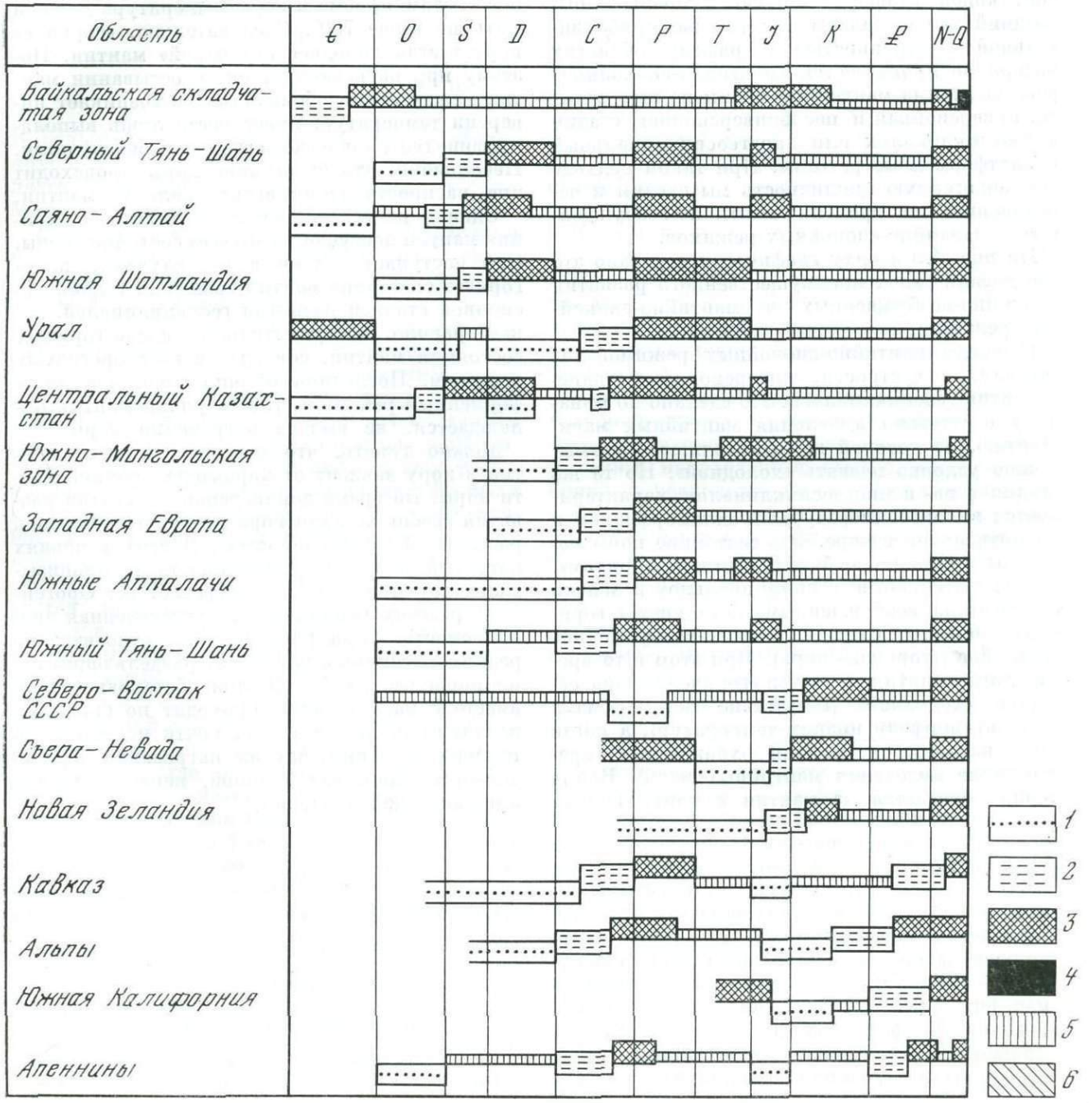
Точно так же пермский период и начало триаса представляют эпоху и орогенного режима, заканчивающего герцинский цикл, и доинверсионной стадии в киммерийских геосинклиналях, а вторая половина юрского периода и начало мела оказываются временем и орогенного режима в конце киммерийского цикла и доинверсионной стадии в альпийских и тихоокеанских геосинклиналях.

Если мы группу режимов, характеризующихся большими контрастами вертикальных движений (безотносительно к тому, какое направление этих движений преобладает) и обильным выделением магм мантийного происхождения, объединим под категорией «мантийно-возбужденных» режимов, то сможем констатировать синхронность проявления именно этой группы режимов. К ней могут быть также отне-

Рис. 4.9. Ритм эндогенных режимов. Составил В. В. Белоусов

1 — доинверсионная стадия эвгеосинклинального режима и стадия контрастных вертикальных движений при большом преобладании опусканий и с выделением мантийных магм; *2* — инверсионная стадия геосинклинальных режимов, сопровождаемая складчатостью, региональным метаморфизмом и гранитизацией; *3* — орогенный режим, контрастные вертикальные движения с большим преобладанием поднятий и выделением мантийных магм; *4* — рифтовый режим, выделение мантийных магм; *5* — мантийно-спокойные режимы (парагеосинклинальный и платформенный); *6* — эпохи преимущественного проявления мантийно-возбужденных режимов. Эндогенные циклы: *Б* — байкальский, *К* — каледонский, *Г* — герцинский, *М* — мезозойский, *А* — альпийский


А
М
Г
К
Б


Область
Є
O
S
D
C
P
T
J
K
Pg
N-Q
Байкальская складчатая зона
Северный Тянь-Шань
Саяно-Алтай
Южная Шотландия
Урал
Центральный Казахстан
Южно-Монгольская зона
Западная Европа
Южные Аппалачи
Южный Тянь-Шань
Северо-Восток СССР
Сьера-Невада
Новая Зеландия
Кавказ
Альпы
Южная Калифорния
Апеннины
1
2
3
4
5
6

сены рифтовый режим и режим окраин материков тихоокеанского типа, известные проявления которых совпадают с орогенным режимом неоген-четвертичного времени (на диаграмме рифтовый режим показан только для Байкальской зоны, а режим тихоокеанских окраин не показан). В промежуточные эпохи, которые преимущественно приходятся на конец ордовика — начало силура, конец девона — карбон, конец триаса — первую половину юры, поздний мел — палеоген, с той же приблизительной синхронностью в разных областях материков проявляются «мантийно-спокойные» режимы, когда мантийные магмы не выделяются: инверсионная и послеинверсионная стадии в геосинклиналях или парагеосинклинальный и платформенные режимы. При таком подходе всю эндогенную цикличность мы сводим к чередованию во времени мантийно-возбужденных и мантийно-спокойных режимов.

На рис. 4.9 вверху графически показано это чередование эпох преимущественного развития мантийно-возбужденных и мантийно-спокойных режимов.

К числу мантийно-спокойных режимов мы отнесли, в частности, инверсионную стадию развития геосинклиналей. Это сделано по признаку отсутствия выделения мантийных магм. Мантию, из которой не выплавляются магмы, можно условно назвать «холодной». Но та же стадия в эв- и миогеосинклиналях характеризуется высокотемпературным метаморфизмом и гранитизацией в коре. Это состояние коры может быть названо возбужденным или «горячим».

Следовательно, в геосинклинальном развитии за мантийно-возбужденным состоянием («горячая» мантия) следует корово-возбужденное состояние («горячая» кора). При этом в то время, когда мантия является «горячей», кора остается «холодной» (отсутствие метаморфизма или метаморфизм низких температур), а когда кора нагревается, мантия охлаждается (прекращение выделения мантийных магм). Волна тепла передается из мантии в кору. Только здесь следует принять во внимание условность понятий «горячий» и «холодный». «Горячей» является мантия, когда из нее выплавляются магмы. Для этого на глубине около 100 км температура должна достичь приблизительно 1500° С, а для того чтобы выплавление прекратилось и мантия стала «холодной», достаточно на той же глубине понизить температуру до 1300° С. В то же время для высокотемпературного метаморфизма в коре температура должна быть не выше 700°. Следовательно, «горячая» кора всегда холоднее «холодной» мантии. Поэтому при нагревании коры и остывании мантии между этими оболочками не возникает инверсии температур; имеет место лишь выполаживание геотермического градиента между ними. Несомненно, что нагревание коры происходит при распространении вверх тепла из мантии.

Однако не всегда после «горячего» состояния мантии наступает «горячее» состояние коры. Оно наступает только в тех случаях, когда горячее состояние мантии совпадает с доинверсионной стадией развития геосинклиналей, но, как правило, не осуществляется после горячего состояния мантии, совпадающего с орогенным режимом. Последний обычно сменяется платформенным режимом, т. е. горячая мантия охлаждается, не вызвав нагревания коры.

Можно думать, что передача тепла из мантии в кору зависит от характера проницаемости коры. Во время доинверсионной стадии развития геосинклинали кора отличается большой рассеянной проницаемостью. В этих условиях нагретый мантийный материал густо пронизывает кору и постепенно нагревает ее. Орогенному режиму свойственна сосредоточенная проницаемость, приуроченная к относительно редким глубинным разломам, разделяющим непроницаемые глыбы. В этой обстановке тепло вместе с магмой легко проходит по сквозным разломам на поверхность, почти не влияя на температуру коры, или же нагревание ограничивается лишь узкой зоной, непосредственно примыкающей к разлому.

Глава пятая

ГЕОЛОГИЯ ОКЕАНОВ

5.1. Рельеф дна океанов

В рельефе дна океана в качестве наиболее крупных геоморфологических элементов выделяются подводные окраины материков и ложе Мирового океана [1] (см. рис. 1.2).

Подводные окраины материков. Подводные окраины материков разделяются на шельф, континентальный склон, континентальное подножие и глубоководные желоба.

Шельф представляет собой мелководную зону, примыкающую к суше, с глубиной почти повсеместно менее 200 м и выровненным рельефом, с общим пологим (не более 1 : 1000) наклоном в сторону океана. Ширина шельфа колеблется от нескольких километров до 800 км. Многие неровности на поверхности шельфа сохранились с того времени, когда шельфы были подняты выше уровня моря в эпоху четвертичного оледенения. Другие неровности на поверхности шельфа связаны с неравномерным накоплением осадков. Но в целом шельф характеризуется чрезвычайно пологим рельефом, что является следствием перемывания осадков волнами и выравниванием их поверхности на уровне базиса действия волн.

Континентальный склон связывает шельф с областями больших океанических глубин. Угол наклона склона от 3 до 6°. В областях, где отсутствуют глубоководные желоба (т. е. на материковых окраинах атлантического типа), континентальный склон опускается до глубины 1500—3500 м. Но там, где глубоководные желоба присутствуют (на окраинах тихоокеанского типа), склон опускается много глубже и в этих случаях он более крут (его уклон достигает 10°). Важным элементом рельефа континентального склона являются краевые плато — уступы, находящиеся на глубине 1—2 км.

Континентальное подножие наблюдается там, где нет глубоководных желобов. Это — постепенный переход от относительно крутого континентального склона к практически горизонтальной поверхности океанических котловин. Подножие имеет уклон от 1 : 100 до 1 : 700.

Элементом рельефа, общим для континентального склона и континентального подножия, являются подводные каньоны. Это — рытвины, направленные вниз по склону, глубиной в несколько сот метров, шириной от 1 до 15 км. У них крутые, часто отвесные стенки и неровное дно, разделенное на уступы. Они начинаются обычно от самой вершины континентального склона. Часто, но далеко не всегда подводные каньоны находятся на продолжении подводных долин, расположенных на шельфе. Опускаются они по склону до разной глубины. Некоторые из них выходят за пределы континентального склона и континентального подножия и прослеживаются на дне океанических котловин.

В отличие от подводных долин, находящихся на поверхности шельфа, континентальные каньоны имеют не субаэральное, а подводное происхождение. Они прорезаются так называемыми мутьевыми потоками, т. е. потоками воды, плотность которой выше плотности чистой воды в результате наполнения ее взвешенными илистыми частицами. Такие мутьевые потоки возникают преимущественно на краю шельфа, сложенного на поверхности рыхлыми илами. Последние взмучиваются, особенно при землетрясениях или при катастрофическом стоке воды с прилегающей суши, и образовавшаяся взвесь увлекает вниз по склону некоторый объ-

[1] Значительно более подробные сведения о рельефе и геологии дна океана, а также ссылки на литературу можно найти в работах: Белоусов, 1968, 1975; Фогт и др., 1972; Дрейк, 1972. При чтении этой главы рекомендуется пользоваться картами океанов издания ГУГК: Тихий океан, м-б 1 : 25 000 000, 1963; Атлантический океан, м-б 1 : 20 000 000, 1964; Индийский океан, м-б 1 : 15 000 000, 1964; а также рис. 1.2.

ем воды. Мутьевые потоки движутся чрезвычайно быстро и обладают большой эрозионной энергией. Раз образовавшись, подводный каньон служит каналом для последующих мутьевых потоков, которые в течение долгого времени углубляют и удлиняют каньон.

Глубоководные краевые желоба приурочены к материковым окраинам тихоокеанского типа, в которых наблюдаются наибольшие океанические глубины. Обычно желоба опущены по отношению к прилегающим океаническим котловинам на 2—3 км. Со стороны материка они граничат непосредственно с континентальным склоном.

Типичная ширина желоба 100—150 км. Поперечный профиль желоба асимметричен: склон, примыкающий к суше, круче (10—15°), противоположный — положе (2—3°). Оба склона обычно осложнены уступами, на которых местами наблюдаются очень крутые участки (до 45°). Дно желобов выровнено, почти плоско. Но плоская полоса очень узка — всего несколько километров, причем перегиб от крутого склона к плоскому дну очень резок. По своему простиранию желоба разделены на удлиненные овалы, разграниченные поперечными поднятиями. Длина отдельных овалов измеряется сотнями и даже тысячами километров.

Ложе Мирового океана. Ложе Мирового океана включает в качестве геоморфологических элементов океанические котловины и различные возвышенности, выраженные как протяженными хребтами, так и отдельными поднятиями округлой или неправильной формы.

Океанические котловины охватывают наибольшую площадь ложа Мирового океана. *Дно их расположено на глубине* 5—6 км. На поверхности дна океанических котловин образуется два типа рельефа: равнинный и холмистый. В Атлантическом океане равнинные пространства преобладают над холмистыми. Последние обнаруживаются только в наиболее удаленных от материков участках. В Тихом океане, наоборот, резко преобладают холмистые пространства, занимающие 80—85% площади океана.

Глубоководные холмы на дне котловин это — куполовидные поднятия высотой от 50 до 1000 м при ширине основания от 1 до 10 км. Наиболее типичны холмы высотой 300 м с диаметром основания около 6 км. Глубоководные равнины представляют собой идеально выровненные пространства с уклонами менее 1 : 1000.

Важной особенностью рельефа котловин, занимающих восточную часть Тихого океана, являются широтные уступы огромной протяженности. Уступ Мендосино начинается у берегов Калифорнии и прослеживается на запад вдоль 40° с. ш. на расстояние 3000 км. Уступ Меррей начинается близ г. Лос-Анджелеса и протягивается к западу вплоть до Гавайских островов на протяжении 4000 км. Уступ Кларион, находящийся на широте г. Мехико, имеет длину 2500 км. Наконец, уступ Клиппертон от Панамского перешейка протягивается на западо-юго-запад более чем на 3000 км. Здесь перечислены лишь самые главные уступы.

Уступы разделяют участки дна с разной глубиной. Разность глубин по обе стороны уступа может достигать 1000—1500 м, как это наблюдается вдоль уступов Мендосино и Меррей, или же ограничиваться сотнями метров (уступ Клиппертон). Можно выделить два типа рельефа в зоне уступа: один асимметричный хребет (пологий склон в сторону более мелкого участка дна и крутой — в сторону более глубокого, сопровождаемый рытвиной с крутой стороны), или два асимметричных хребта, обращенных друг к другу крутыми склонами и разделенных рытвиной.

Срединно-океанические хребты являются наиболее крупным положительным элементом рельефа дна океана. Они образуют единую систему длиной свыше 60 000 км, протягиваясь из Атлантического океана в Индийский и оттуда в Тихий.

Наиболее изученным является Срединно-Атлантический хребет. Гребень его прослеживается почти точно по оси океана. Вдоль гребня хребта тянется характерное понижение — «рифтовая долина», имеющая форму продольной щели. Она распадается на отдельные вытянутые вдоль хребта впадины, разделенные перемычками. Дно рифтовой долины в среднем находится на глубине 4 км, тогда как соседние вершины гребня поднимаются до глубины 2 км и кое-где даже обнажаются над уровнем океана, образуя такие острова, как Сан-Паулу, Вознесенья, Буве. Ширина долины 25—50 км. Дно долины неровно, плоских участков почти нет. Склоны Срединно-Атлантического хребта распадаются на ряд продольных зон. Непосредственно к рифтовой долине с обеих сторон примыкают полосы чрезвычайно сложного рельефа. Здесь чередуются впадины и выступы шириной от 5 до 15 км с размахом рельефа до 1 км. Эти полосы имеют обычно ширину около 50 км и располагаются на глубинах 1500—3000 м. Дальше от оси хребта мы встречаем высокое расчлененное плато шириной 100—120 км со средней глубиной 3200 м. Размах рельефа здесь около 700 м при расстояниях между вер-

шинами от 13 до 30 км. Ниже начинается уже собственно склон. Он имеет ступенчатое строение. Общая ширина склона 500—700 км. Она распределяется между тремя ступенями: средняя глубина верхней ступени 3600 м, средней— 3900 м, нижней — 4150 м.

Срединно-Атлантический хребет в районе о-ва Буве на крайнем юге Атлантического океана резко поворачивает на северо-восток и проходит посредине между южной оконечностью Африки и Антарктидой. Здесь хребет называется Африкано-Антарктическим. Продолжаясь дальше, он переходит в Западно-Индийский хребет. У о-ва Родригес наблюдается сочленение: Западно-Индийский хребет имеет свое продолжение к северу и называется теперь Аравийско-Индийским, или Карлсбергским, хребтом. Последний на севере изгибается к северо-западу, направляясь к входу в Аденский залив, в котором теряется как геоморфологический элемент. В направлении на юго-восток от о-ва Родригес протягивается другой хребет — Центрально-Индийский,— прослеживающийся к островам Амстердам и Сен-Поль. Далее он поворачивает к восток-юго-востоку и проходит между Австралией и Антарктикой (Австрало-Антарктический хребет).

Гребневая зона Западно-Индийского и Карлсбергского хребтов усложнена рифтовой долиной, как и гребень Срединно-Атлантического хребта. При входе в Аденский залив хребет как положительная форма рельефа исчезает, но рифтовая долина, выраженная цепочкой впадин, продолжается. Отсюда она прослеживается и в Красное море, где известна осевая депрессия шириной 60 км и глубиной свыше 2000 м, которая «вложена» в гораздо более широкую мелководную зону, глубина которой не превышает 600 м.

Если ширина Западно-Индийского хребта 300 км, то Центрально-Индийский хребет достигает в ширину 900 км, но он положе и на нем нет крупной рифтовой долины. Она заменяется мелкими отдельными впадинами. Еще более пологим является Австрало-Антарктический хребет.

Продолжение хребта в Тихом океане образует Южно-Тихоокеанский и Восточно-Тихоокеанский хребты. Последние чаще называются поднятиями в связи со своим очень пологим рельефом. Восточно-Тихоокеанское поднятие представляет собой вал высотой 2—3 км при ширине от 2000 до 4000 км. От широты 55° ю. ш. вплоть до экватора оно протягивается меридионально. Далее его простирание становится северо-западным и он прослеживается к устью Калифорнийского залива подобно тому, как Карлсбергский хребет тянется к Аденскому заливу. На вершине этого поднятия нет признаков продольной рифтовой долины.

Срединно-океанические хребты прорезаются многочисленными поперечными расщелинами. На Срединно-Атлантическом хребте самые крупные такие расщелины наблюдаются в экваториальной полосе, где хребет делает резкий S-образный изгиб. Наибольшая поперечная расщелина получила название Вима. Она лежит на 11° с. ш., ее ширина колеблется от 8 до 20 км, глубина ее несколько менее 5200 м, а примыкающие к ней с севера и юга горы поднимаются над ней на 3000 м. Дно Вимы совершенно плоско. Она образует своеобразный коридор, соединяющий между собой котловины, лежащие по обе стороны хребта. Было отмечено, что при пересечении поперечных расщелин или долин ось срединного хребта смещается в сторону как по сдвигу. Такое смещение по долине Вима имеет левое направление и амплитуда его достигает 460 км. Огромное количество таких поперечных смещений отмечается не только в Срединно-Атлантическом, но и в других хребтах.

Срединно-океанические хребты на всем своем протяжении характеризуются сильной современной сейсмичностью.

Среди положительных форм рельефа океанического дна имеются и так называемые а с е й с м и ч н ы е х р е б т ы, названные так потому, что в отличие от срединных хребтов в настоящее время на них землетрясения не отмечаются. В Атлантическом океане примером является Китовый хребет, который в юго-восточной части океана прослежен на протяжении 2000 км. Его гребень находится на глубине 1500—2000 м, ширина хребта 200—250 км, вершина его плоская. Хребет асимметричен: восточный склон круто обрывается на глубину 4500 м, западный склон пологий.

Целый ряд «асейсмичных хребтов» известен в Индийском океане. К этой группе принадлежит, например, Маскаренский хребет, изогнутый дугой, выпуклой к востоку; его венчают Сейшельские острова. Длина хребта свыше 2000 км, ширина от 200 до 450 км. Свод его плоский, а склоны крутые (до 15°). Над окружающими котловинами он поднимается на 4000 м. Сюда же относится Мальдивский хребет, протянувшийся на север от архипелага Чагос на 2500 км. Восточно-Индийский хребет простирается почти точно по меридиану 90° в. д. от Андаманских островов на севере до 30° ю. ш., т. е. на протяжении 4250 км. Его часто называют «Хребтом девяностого меридиана». Ши-

рина хребта около 200 км, высота над окружающим дном от 1000 до 3500 м. На склонах встречаются участки с крутизной до 25°. К южному концу Восточно-Индийского хребта причленяется широтный Западно-Австралийский асейсмичный хребет.

В Тихом океане типичные «асейсмичные хребты» встречаются только в пространстве между Восточно-Тихоокеанским поднятием и материком Южной Америки (хребты Кокосовый, Карнеги, Сала-и-Гомес).

В Северном Ледовитом океане к этому типу хребтов принадлежат хребты Ломоносова и Менделеева. Первый из них протягивается от Сибирского шельфа до Канадского, имеет плоскую вершину и поднимается над прилегающими котловинами на 2600 м.

Кроме хребтов на дне океанов имеются возвышенности разных размеров и формы. Например, в Атлантическом океане Бермудская возвышенность образует овальный выступ размером 1000 на 500 км. Она поднимается над окружающей глубоководной равниной на 1000 м и лежит на глубине около 4800 м. Средняя часть возвышенности представляет собой плато с очень пологим рельефом.

К западу от Шотландии известна возвышенность Роколл, имеющая овальную форму и размеры 500 на 200 км. С окружающих глубин в 3000 м она поднимается до глубины 165 м и имеет очень расчлененный рельеф. Вокруг Азорских островов на глубине 2000 м расположено Азорское плато, поверхность которого сильно расчленена.

Возвышенность Рио-Гранде против берегов Бразилии представляет собой овальный блок, вытянутый в широтном направлении, с размерами 500 на 300 км. Бóльшая часть возвышенности поднята над окружающими котловинами на 1500 м, а центральная часть возвышается на 2500 м.

В Индийском океане плоскими возвышенностями являются плато Крозе и хребет Кергелен. Плато имеет размеры 300 на 100 км и поднимается над котловинами на 4000 м. Хребет протягивается от о-ва Кергелен к юго-востоку на 1800 км.

В центральной части Тихого океана к тому же типу возвышенностей следует отнести плато Манихики в Полинезии. Оно имеет форму четырехугольника со сторонами в 750 и 100 км, лежит на глубинах от 2500 до 4000 м и окружено глубинами в 5500 м. С плато поднимается несколько вулканических островов. В этой же части Тихого океана распространены пологие овальные и линейные поднятия дна, служащие основанием для цепочек вулканических и коралловых островов. Впрочем, последние представляют собой коралловые надстройки на вершинах погруженных вулканических конусов, и, следовательно, глубинная природа островов в тех и других случаях одинакова. Большим поднятием является Гавайское, образующее основание для Гавайских островов. Длина этого поднятия около 3000 км, ширина до 1000 км. Склоны поднятия очень пологи, они все более выполаживаются вниз и незаметно переходят в дно окружающих котловин. Некоторые из таких поднятий окружены пологими периферическими погружениями дна.

Огромным распространением на дне океанов пользуются частные положительные формы рельефа, среди которых обычно выделяют п о д в о д н ы е г о р ы, в у л к а н и ч е с к и е о с т р о в а, а т о л л ы и г и й о т ы. Все эти формы родственны, так как в своей основе являются вулканическими конусами, поднимающимися со дна океана. Подводными горами называют подводные вулканы конусовидной формы с острой вершиной. Вулканические острова — это те же вулканические конуса, вершины которых подняты над уровнем моря. Атоллы, как только что было сказано, представляют собой коралловые надстройки над погруженными вулканическими конусами. Наконец, гийоты являются теми же вулканическими горами, но с плоскоусеченной вершиной, которая, как мы увидим ниже, была в свое время срезана абразией.

Особенностью всех таких частных возвышенностей являются их крутые склоны (от 15 до 40°). Высота вулканических конусов колеблется от 1 до 10 км, т. е. среди них мы наблюдаем вершины более высокие, чем на суше. Диаметр основания конусов — от нескольких десятков до двухсот километров. Ширина плоской площадки на вершине гийотов изменяется от нескольких до 30 км. Глубина площадок под поверхностью воды колеблется от десятков метров до 2 км.

В Атлантическом океане вулканические конусы рассеяны по обе стороны от срединного хребта, но гийотов там мало. Крупной вулканической горой является цоколь Бермудских островов, вершина которого находится на глубине всего 40 м. Группа подводных гор поднимается с Азорского плато. В зоне срединного хребта в Южной Атлантике находятся вулканические острова Сан-Паулу, Вознесенья, Святой Елены, Тристан-да-Кунья, Гоф, Буве и ряд подводных гор. Внутри Гвинейского залива в северо-восточном направлении протя-

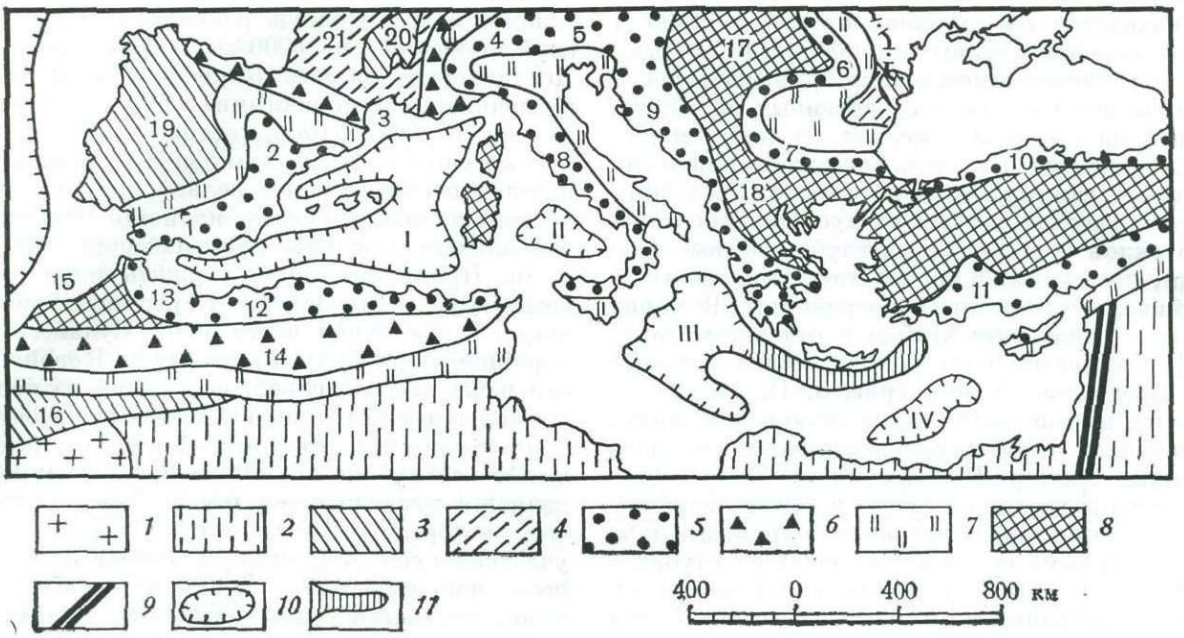


Рис. 5.1. Схема строения области Средиземного моря. Составил В. В. Белоусов

1 — выходы докембрийского основания (щиты); *2* — синеклизы на докембрийском складчатом основании; *3* — герцинские складчатые зоны; *4* — синеклизы на герцинском складчатом основании; *5* — альпийские геосинклинали; *6* —альпийские парагеосинклинали; *7* — альпийские передовые прогибы; *8* — срединные массивы в альпийских геосинклиналях; *9* — грабены; *10* — морские и океанические котловины (I — Алжиро-Прованская, II — Тирренская, III — Центрально-Средиземноморская, IV — Левантинская); *11* — Геленский желоб

1 — Бетские Кордильеры, 2 — Кельтиберийская геосинклиналь, 3 — Пиренеи, 4 — Западные Альпы, 5 — Восточные Альпы, 6 — Карпаты, 7 — Балканы, 8 — Апеннины, 9 — Динариды, 10 — Анатолиды (Понтиды), 11 — Тавриды, 12 — Телльский Атлас, 13 — Риф, 14 — Высокие плато, 15 — Марокканская Месета, 16 — Высокий Атлас, 17 — Венгерская депрессия, 18 — Македоно-Родопский массив, 19 — Испанская Месета, 20 — Центральное Плато Франции, 21 — Аквитанский бассейн

гивается цепочка из четырех вулканических островов.

В северо-восточной части Индийского океана найдено свыше ста подводных гор. Выделяется цепочка их между островами Кокосовыми и Рождества. Другая цепочка соединяет Западно-Австралийский асейсмичный хребет с материком Австралии. Полосы подводных гор отмечены вдоль обоих склонов Восточно-Индийского хребта. Гийотов в Индийском океане найдено всего несколько.

Тихий океан заполнен подводными и надводными вулканами в гораздо большей степени, чем другие океаны. Общее число таких частных форм рельефа в этом океане никак не меньше 10 000. В Тихом океане известно большое количество гийотов. Около 10 гийотов найдено в центральной части залива Аляска. Бóльшая часть плоских вершин этих гийотов находится на глубинах от 700 до 2500 м. Диаметр основания конусов обычно 30—40 км. Гийоты в Алеутском глубоководном желобе расположены на большей глубине (в среднем на 1800 м глубже, чем в заливе Аляска).

Другое скопление подводных гор и гийотов было обнаружено в области Тихого океана, примыкающей к берегам Калифорнии и Мексики. Здесь цепочки подводных гор протягиваются преимущественно вдоль указанных выше уступов в дне океана (особенно вдоль уступа Меррей).

Крупной областью развития подводных гор и гийотов является центральная часть Тихого океана: Полинезия, области Маршалловых, Восточно-Каролинских и Гавайских островов. Гийоты исчисляются в этой части океана многими сотнями, так же как и конические подводные горы. Все эти возвышенности преимущественно образуют линейные цепочки с преобладающим северо-западным простиранием. Оно же выражено также и в грядах надводных вулканических и коралловых островов, однако некоторые цепочки имеют широтное и меридиональное простирание. Длина цепочек до 2500 км с сотнями подводных возвышенностей и островов в каждой цепочке. Гийоты в этой части океа-

на поднимаются с глубины 5500 м, а вершины их находятся на глубинах от 300 до 2000 м (преобладают глубины от 1000 до 1800 м).

В заключение отметим некоторые особенности рельефа дна краевых и средиземных морей, лежащих за пределами шельфа. В таких морях мы встречаемся, в общем, с теми же элементами рельефа, что свойственны океанам. За прибрежным шельфом здесь следует континентальный склон и далее лежат глубоководные равнины, но последние располагаются на меньшей глубине, чем океанические равнины. В морях имеются подводные хребты и отдельные горы.

В качестве примера остановимся на рельефе дна Средиземного моря (рис. 5. 1). Последнее делится на две части — западную и восточную. В западной части имеются две замкнутые котловины: Алжиро-Прованская и Тирренская. Их дно представляет собой, в общем, глубоководную равнину. Котловины окружены континентальными склонами и лежат на глубинах 2600 и 3500 м. В центре Тирренской котловины найден вулканический конус высотой 2840 м над дном.

В восточной части Средиземного моря выделяются Центральная и Левантинская котловины. Ложе первой находится на глубине около 3500 м и имеет холмистый рельеф. Вторая очерчивается изобатой 2500 м. Между котловинами лежит плато с глубинами около 1500 м. Критско-Родосская островная дуга, ограничивающая с юга Эгейское море, окаймлена Геленским желобом с глубинами до 5000 м. Этот желоб по отношению к островной дуге занимает положение, аналогичное океаническим глубоководным желобам.

Разделение дна на шельф, континентальный склон и глубоководную равнину, лежащую на глубине от 3000 до 4000 м, наблюдается и в Мексиканском заливе. Карибское море двумя подводными «асейсмичными» хребтами делится на три глубоководные котловины.

В краевых и средиземных морях мы находим нередко очень сложный рельеф дна, который, насколько можно судить, является подводным продолжением рельефа примыкающих участков суши. Примерами могут служить моря Сулавеси, Сулу, часть Западно-Каролинской котловины. В восточной части моря Сулавеси, по окраинам моря Сулу и к северу от Новой Гвинеи наблюдается рельеф, состоящий из поднятий и депрессий шириной в несколько десятков километров с амплитудой до 2 км. Этот рельеф лежит на глубине до 2000 м. Он, несомненно, является продолжением тех хребтов и депрессий, которые наблюдаются на прилегающих участках суши Филиппин и Новой Гвинеи, и резко контрастирует с глубоководными равнинами, лежащими рядом (например, в центральной части моря Сулу на глубинах свыше 2500 м).

Море, находящееся между Марианской дугой и Филиппинами, а также моря Меланезии (Коралловое, Фиджи, Тасманово) тоже характеризуются сложным рельефом с разделением на многочисленные хребты и котловины. Очень сложный рельеф наблюдается в Мраморном и Эгейском морях. В их дне много котловин и хребтов с крутыми склонами. Этот рельеф аналогичен рельефу прилегающих районов Балканского полуострова и Малой Азии.

5.2. Осадки и породы дна океанов

Выше (гл. 4) мы рассматривали геологическое строение материковых окраин, являющихся в то же время и окраинами океанов. Были выделены два типа окраин — атлантический и тихоокеанский — и описаны их особенности. Здесь мы обратимся к внутренним областям океанов, т. е. к ложу Мирового океана.

Сейсмические методы позволили выделить в строении земной коры внутренних областей океанов три слоя. Отсчет им ведется сверху вниз. Первым, самым верхним, слоем является осадочный, сложенный преимущественно рыхлыми неконсолидированными осадками. Второй слой в верхней своей части, которая доступна непосредственному наблюдению, состоит преимущественно из платобазальтов, имеющих часто подушечную структуру; предполагается, что тот же состав сохраняется до подошвы этого слоя. Третий слой на дне нигде не обнажается и о составе его можно судить только по скорости распространения сейсмических волн и по отдельным кускам пород, которые попали в вышележащие слои и считаются отторженцами третьего слоя. Эти данные указывают на то, что третий слой сложен комплексом разнообразных магматических основных и ультраосновных пород — габбро, серпентинизированными перидотитами, а кроме того также и продуктами метаморфизма основных пород — амфиболитами. Второй и третий слои океанического типа, судя по геофизическим данным, распространены не только в океанах, но и в окраинных и внутренних морях там, где глубина их превышает 2000 м. Поскольку эта глава

посвящена только геологическим данным о строении дна океана, третий слой, остающийся пока недоступным для прямых геологических наблюдений, здесь описываться не будет.

5.2.1. Первый (осадочный) слой океанической коры

Слой рыхлых осадков во внутренних областях океана очень тонок. Мощность его в котловинах Атлантического океана не превышает 1 км. В удаленных от берега областях Тихого океана она не достигает и 500 м. На значительных площадях океанического дна рыхлые осадки почти полностью отсутствуют, и на поверхности дна пятнами обнажается кровля второго, платобазальтового, слоя. Мощность осадков уменьшается по направлению к гребню срединных хребтов, а в зоне самого гребня осадки почти полностью отсутствуют, сохраняясь лишь в некоторых впадинах рельефа.

Однако в последнее время в полосе Срединно-Атлантического хребта стали известны отдельные плато, на которых можно предполагать наличие довольно мощных осадков. В океанических котловинах осадки повсеместно развиты там, где дно плоско, но отсутствуют на многих участках в пределах площадей, характеризующихся холмистым рельефом. Таких частично голых участков дна сравнительно немного в Атлантическом и Индийском океанах, но в Тихом океане они занимают значительную часть поверхности его дна. С помощью сейсмического профилирования было установлено, что холмистый рельеф кровли второго слоя продолжается и в область котловин с плоским дном, но там он скрыт под осадками, которые, залегая горизонтально, заполняют его неровности.

Мощность осадков возрастает до 3—4 км на континентальном подножии и континентальном склоне. В еще большей степени их мощность увеличивается в замкнутых и полузамкнутых краевых и средиземных морях, где она обычно колеблется между 3 и 8 км. Однако в Черном море мощность осадков достигает 14 км, а в южной части Каспийского моря — 20 км. Большая мощность осадков, залегающих на втором (базальтовом) слое в краевых и внутренних морях там, где глубина больше 2000 м, позволила выделить кору этих морей в особый субокеанический тип в отличие от типичной океанической с малой мощностью осадков.

Состав осадков определяется расстоянием от источников сноса терригенного материала, а также глубиной отложения. На континентальных склонах и в котловинах, примыкающих к ним, основную роль играет терригенный материал — пески и илы. Распространяется он на большое расстояние от ближайшего материка. Местами он выносится на тысячи километров и отлагается на глубинах свыше 5 км. Такой далекий вынос связан с мутьевыми потоками, скатывающимися с континентального склона. В осадках этого типа (называемых турбидитами) наблюдается ритмическая слоистость, т. е. частая повторяющаяся смена грубого материала тонким. Предполагается, что происхождение ритмической слоистости связано с механизмом мутьевых потоков: после того, как поток скатился и водная среда успокоилась, взмученный песчано-илистый материал оседает в порядке уменьшения удельного веса частиц: сперва падают на дно более тяжелые частицы грубой фракции, а затем все более тонкие. Такое отмучивание осадков повторяется с каждым новым мутьевым потоком. Это толкование, однако, может оспариваться, поскольку имеется крупное несоответствие между непродолжительностью процесса осаждения частиц и длительностью формирования одного цикла ритмических осадков.

С удалением от источника сноса терригенных частиц в осадках все бóльшую роль играет пелагический биогенный материал, и, наконец, он становится единственным. Его состав зависит от глубины отложения, поскольку существует некоторая критическая глубина, на которой происходит растворение карбонатов. В современных океанах этот критический уровень находится на глубине около 4000 м. Поэтому на глубинах, меньших указанной величины, современные пелагические осадки представлены известковыми илами, а на глубинах, бóльших,— кремнистыми илами и глубоководной красной глиной. Можно думать, что и в прошлом критическая глубина растворения карбонатов была приблизительно той же, и отсюда можно сделать вывод о глубине образования того или иного древнего осадка.

Существенную роль в составе океанических осадков играет вулканогенный материал, особенно вблизи действующих вулканов. Как среди известковых илов, так и в терригенных отложениях встречаются чрезвычайно плотные кремнистые прослои.

В центральных областях океанов, среди глубоководных котловин, существуют отдельные ограниченные участки мелководья, например, на вершинах подводных гор или гийотов. На таких участках образуются мелководные осадки: коралловые, водорослевые или детритусовые известняки, грубые пески и т. п.

Органические остатки (главным образом фораминиферы и диатомеи), находимые в океанических осадках, позволяют судить о возрасте последних. А буровые скважины, проникшие во многих местах внутрь осадочного океанического слоя, дали возможность построить его стратиграфический разрез.

Интереснейшим открытием явилось то, что в толще рыхлых осадков на дне современных океанов нигде не были обнаружены породы древнее юрских. Изученные наиболее древние ископаемые относятся к поздней юре. Мощность осадков, залегающих в некоторых районах под содержащими позднеюрскую фауну слоями, позволяет думать, что в основании толщи имеются кое-где и среднеюрские породы, которые таким образом оказываются самыми древними слоями в основании осадочной толщи в океанах. Но их распространение весьма ограниченно: пока их присутствие вероятно лишь в трех районах: в Атлантическом океане к северу от о-ва Сан-Сальвадор (Багамские острова), в Тихом океане в районе поднятия Шатского (к востоку от Японии и Марианских островов) и в Индийском океане к западу от Австралии. В других областях в подошве толщи, подстилаясь непосредственно платобазальтами второго слоя, залегают более молодые отложения.

Распределение океанических осадков разного возраста в основании осадочной толщи на площади океанов в общем закономерно. Самые древние осадки, как правило, наиболее удалены от срединных океанических хребтов. По направлению к гребню хребта они сменяются все более молодыми. Например, по периферии Атлантического океана кроме упомянутых юрских осадков, занимающих малую площадь, в основании осадков залегают преимущественно меловые отложения. Но на расстоянии 1200 км от гребня Срединно-Атлантического хребта они сменяются палеогеновыми, которые с дальнейшим приближением к гребню уступают свое место неогеновым и четвертичным. В Тихом океане смена меловых отложений в основании осадочной толщи третичными происходит на расстоянии 2000 км или более от оси Восточно-Тихоокеанского поднятия. Однако из этого правила имеются существенные исключения. Например, в экваториальной части Атлантического океана вблизи и в самой зоне Срединно-Атлантического хребта обнаружены породы мезозойского и даже протерозойского возраста (Bonatti, 1971, 1973; Bonatti, Honnorez, 1971; Ozima e. a., 1976).

Несмотря на большое расстояние от срединного хребта, окраинные моря, примыкающие с запада к Тихому океану, характеризуются молодым возрастом наиболее древних осадочных отложений. Только в Тасмановом море были обнаружены осадки позднего мела. В Филиппинском, Охотском и Беринговом морях наиболее древние осадки имеют палеогеновый возраст, а в Японском и Коралловом морях осадочный разрез начинается с миоцена.

Большой интерес представляют наблюдения, которые указывают на изменение глубины океанического бассейна в течение времени накопления осадочной толщи. Изменения эти, насколько можно судить по известным до сих пор данным, направлены почти исключительно в сторону увеличения глубины океана или по крайней мере некоторых его областей на протяжении мезозоя и кайнозоя. Существует обширная группа фактов, указывающих на то, что во многих районах, где сейчас наблюдаются значительные глубины, раньше было либо мелководье, либо даже суша.

Изучение разреза в обрыве, ограничивающем с востока краевое плато Блейк, показало, что на глубинах от 3 до 4,8 км под современной поверхностью воды залегают мелководные известняки апта и неокома. Альбские отложения, которые лежат выше, носят уже глубоководный характер. Следовательно, с середины мелового периода край плато Блейк опустился почти на 5000 м.

Песчаники явно континентального происхождения юрского возраста на восточном обрыве плато Демерера в Атлантическом океане у берегов Гвианы сейчас находятся на глубине 4400 м. К северо-востоку от о-ва Ньюфаундленд, где глубина сейчас достигает 1800 м, осадки до сеномана включительно оказались мелководными, а маастрихт и третичная система представлены уже глубоководными осадками. Приблизительно такое же погружение дна (на 1900 м) отмечается для плато Роколл, находящегося к западу от Шотландии. Здесь в основании осадочного разреза имеются пески континентального происхождения.

В средней части Восточно-Индийского хребта, где сейчас глубина моря 1655 м, разрез сверху начинается глубоководными осадками плейстоцена, неогена и палеогена вплоть до нижнего эоцена. Ниже лежат глауконитовые осадки нижнего эоцена и палеоцена, свидетельствующие уже о значительно меньшей глубине бассейна, а подстилается весь разрез лагунными отложениями с лигнитами. Севернее в том же хребте вскрыты мелководные маастрихтские отложения, а на самом севере мелководные фации распространяются в осадочном раз-

резе с конца верхнего мела до верхнего миоцена.

В том же океане на Мальдивском хребте в основании осадочного разреза залегают мелководные отложения, возраст которых от среднего палеоцена до среднего эоцена. Вышележащие осадки носят глубоководный характер, и сейчас глубина моря в этом месте 2000 м. Следовательно, на этих двух хребтах (местами с миоцена) до нашего времени произошло возрастание глубины океана на 1600—2000 м.

Вблизи западного берега Австралии мелководные верхнеюрские — нижнемеловые отложения были встречены на глубине 5800 м под уровнем современного океана.

Особый интерес представляют осадки на плоских вершинах гийотов, а также разрезы, вскрытые бурением и изученные геофизическими методами на коралловых островах. На многих гийотах в центральной части Тихого океана были обнаружены грубообломочные мелководные осадки, залегающие на плоской поверхности вулканического основания. Плоские вершины гийотов имеют абразионное происхождение и первоначально находились на уровне моря. В настоящее время вершины гийотов находятся на глубине до 2000 м. Возраст наиболее древних осадков на гийотах оказался раннемеловым. Отсюда можно сделать вывод, что центральная часть Тихого океана, где расположены эти гийоты, с раннего мела стала глубже на 2000 м.

Бурение на коралловом атолле Эниветок в группе Маршалловых островов вскрыло базальтовое основание (вершину вулкана) на глубине около 1400 м. От поверхности до глубины 190 м залегают коралловые известняки: современные, плейстоценовые и плиоценовые. Глубже лежат миоценовые коралловые известняки, которые на глубине 885 м сменяются эоценовыми, залегающими уже на базальтовом основании. Олигоценовых ископаемых обнаружено не было. Поскольку колониальные кораллы, образующие коралловые острова, не могут существовать на глубинах, превышающих немногие десятки метров, этот разрез свидетельствует об опускании основания острова (очевидно, вместе с окружающим дном) начиная с эоцена на 1400 м.

Остатки эоценовых коралловых рифов были обнаружены на глубине 1000 м на вершине гийота в подводном хребте Туамоту близ одноименного архипелага. Колониальные кораллы от современных до неогеновых были найдены на хребте Наска у берегов Перу на глубине 400 м. По геофизическим данным, мощность коралловых рифов на о-ве Фунафути 900—1000, м, на о-ве Бикини 1300 м, на Кваджалейне до 2000 м, на Нукуфетау 770 м.

Многочисленны признаки опускания дна и увеличения глубины бассейнов в морях средиземного типа. Они заключаются, например, в присутствии лагунных соленосных отложений в основании осадочного разреза морей. Осадочный разрез Мексиканского залива начинается с соленосной свиты юрского возраста. В то время на месте залива были мелководные лагуны. Но уже меловые отложения имеют глубоководный облик. Сейчас основание осадков опущено на 12 км, мощность осадков достигла 8—9 км и современная глубина моря превышает 3 км. По геофизическим данным, осадочная толща Мексиканского залива подстилается вторым слоем с теми же физическими свойствами, что второй слой океана. В Средиземном море рыхлые осадки, лежащие на основании, которому, по геофизическим данным, приписывается базальтовый состав, начинаются тоже с соленосной свиты, но значительно более молодой — позднемиоценовой — раннеплиоценовой. В настоящее время глубины в этой части моря превышают 2700 м. В обоих этих местах глубина возросла приблизительно на 3000 м, причем в Средиземном море такое углубление произошло за гораздо более короткий срок, чем в Мексиканском заливе.

В Карибском море на хребте Авес обнаружены мелководные отложения, обнимающие отрезок времени от эоцена до раннего миоцена. В среднем миоцене они сменяются глубоководными осадками. С тех пор здесь произошло опускание на 1400 м. В том же море с хребта Беата с глубины 2500 м были подняты мелководные известняки среднего эоцена. Но уже породы верхнего олигоцена имеют здесь глубоководный облик.

5.2.2. Второй (платобазальтовый) слой океанической коры

Как указывалось выше, второй слой на поверхности сложен платобазальтами и предполагается, что он сохраняет этот свой состав вплоть до подошвы. Во многих местах он был достигнут буровыми скважинами и образцы слагающих его пород были подняты в кернах и драгой. Базальты принадлежат преимущественно к типу толеитовых, т. е. пироксеновых, и в общем сходны с континентальными платобазальтами, но отличаются заметно меньшим содержанием калия и редкоземельных элементов. Следует также отметить, что среди океаничес-

ких базальтов имеются и щелочные (оливиновые) разности, которые концентрируются главным образом на подводных и надводных возвышенностях — подводных горах, гийотах, в улканических островах. Скорость распространения во втором слое продольных сейсмических волн около 5,5 км/с. По сейсмическим данным, мощность этого слоя на большей части океанического дна колеблется от 1 до 2,5 км, но она возрастает до 10—15 км под асейсмичными хребтами. Подстилается платобазальтовый слой третьим слоем океанической коры, в котором сейсмические скорости возрастают до 6,5—7,0 км/с. Особое строение имеют срединно-океанические хребты: в зоне гребня срединного хребта мощность второго слоя увеличивается до 5—7 км, а третий слой выклинивается и второй слой залегает непосредственно на верхней мантии, обладающей здесь несколько аномальными свойствами.

Вместе с уменьшением возраста пород, залегающих в подошве осадочной толщи, по направлению к гребню срединных океанических хребтов становятся, несомненно, моложе и подстилающие эту толщу базальты, хотя непосредственно возраст их пока не может быть определен.

В Тихом океане наиболее молодой вулканизм сосредоточивается не только вдоль срединного хребта (Южно- и Восточно-Тихоокеанских поднятий), но и вдоль многочисленных гряд вулканических островов и подводных вулканов. Возраст вулканических лав на островах, определенный радиоактивными методами, находится в пределах до нескольких миллионов лет. Эти гряды характеризуются линейностью, которая указывает на связь их с разломами земной коры. Преобладает северо-западное простирание разломов.

Теми редкими скважинами, которые проникали на некоторую глубину внутрь второго слоя, обнаружено в ряде мест переслаивание базальтов и осадочных пород. Переслаивание было установлено, например, неподалеку от Калифорнии, в Аравийском море, на Восточно-Индийском хребте, на Азорском поднятии и в ряде других мест. Эта особенность строения кровли второго слоя указывает на возможность того, что второй слой может иметь в своем строении прослои осадочных пород и на большей глубине. Осадочные породы могли при этом подвергнуться метаморфизму и по скорости распространения в них сейсмических волн стать неотделимыми от базальтов. Они могли даже вплавиться в базальт. Например, близ гребня Срединно-Атлантического хребта в базальтовом стекле были обнаружены раннемиоценовые фораминиферы, что свидетельствует о вплавлении осадочных пород в базальт. Естественно, что осадки, заключенные во втором слое, если они существуют, должны иметь возраст, более древний, чем те, которые лежат выше базальтов. Они могут оказаться палеозойскими и даже более древними. Решение вопроса о том, существуют ли прослои осадочных или параметаморфических пород во втором слое, имеет, конечно, принципиальное значение для понимания истории океанов. Но такое решение может быть достигнуто только с помощью подводного бурения сквозь платобазальты.

5.3. Тектоника океанов

Накопление осадков и процессы денудации идут на дне океана столь медленно, что рельеф дна почти полностью является следствием эндогенных процессов — тектонических (вертикальных поднятий и опусканий) и вулканических. Поэтому выделение тектонических зон на дне океана во многом определяется основными формами рельефа.

Совокупность особенностей рельефа срединно-океанических хребтов позволяет видеть в них рифтовые пояса, аналогичные рифтовым структурам материков. Как и последние, они представляют собой широкие валообразные поднятия, осложненные грабенами вдоль оси и сбросовыми уступами на склонах.

Родство океанических и материковых рифтовых структур подтверждается тем, что они непосредственно связаны друг с другом в районе Аденского залива, где Индийский срединный хребет соединяется с материковым Аравийско-Африканским рифтовым поясом. Хотя прямых геологических данных о возрасте океанической рифтовой системы нет, указанная связь позволяет предполагать, что океанические рифты имеют тот же возраст, что и рифты, наблюдающиеся сейчас на материках, т. е. хребты в целом поднимались в конце мезозоя и в палеогене, а грабены на них образовались преимущественно в неогене и плейстоцене.

Поскольку срединные хребты проявляют современную сейсмическую и вулканическую активность, они образуют на дне океанов подвижный пояс. Ему противопоставляются океанические котловины. На дне последних осадки

верхнего мезозоя и кайнозоя лежат настолько спокойно, что отсутствие для этого промежутка времени сколько-нибудь существенных тектонических деформаций очевидно. Это, следовательно, океанические платформы. Усложнениями последних являются вулканические конусы, «асейсмичные» хребты, различные неправильной формы поднятия, а также те широтные уступы, которые известны в северо-восточной части Тихого океана.

Асейсмичные хребты, судя по их морфологии, вероятно представляют собой горстовые поднятия. В них можно видеть местные проявления глыбовой тектоники, связанной с раскалыванием коры океанического дна. Родственными структурами, по-видимому, являются и большие уступы на дне Тихого океана: сопровождающие их хребты носят глыбовый характер. Можно предполагать, что и крупные поднятия неправильной формы, такие, как, например, плато Крозе или Манихики, представляют собой приподнятые глыбы, окруженные разломами.

Некоторые глыбовые структуры дна океана имеют свое продолжение на материках. Например, на простирании Китового хребта по Африканскому материку на протяжении 1500 км тянется система разломов, к которым приурочены выходы вулканических пород и грабены. Мальдивский хребет по своему простиранию на север почти доходит до поля распространения платобазальтов Декана. Можно думать, что разрывы, по которым поднялся этот хребет, дальше к северу имеют отношение к выходу платобазальтов на поверхность. Некоторые из больших широтных уступов на востоке Тихого океана находят свое продолжение на прилегающем материке Северной Америки. Таким продолжением, например, является Поперечный хребет в Южной Калифорнии. Структуры этого хребта, имея, в общем, широтное простирание, резко несогласно наложены на почти меридиональные тектонические структуры Берегового хребта Калифорнии.

Имеют свое продолжение на суше и глубоководные желоба, приуроченные к окраинам тихоокеанского типа. Эти желоба по простиранию непосредственно связаны с передовыми прогибами молодых складчатых зон на суше. Например, Индонезийский (Яванский) глубоководный желоб продолжается к северу в форме передового прогиба, окаймляющего с внешней стороны складчатую зону Аракан-Йома на Индостанском полуострове. А Пуэрториканский глубоководный желоб непосредственно связан с передовым прогибом Венесуэльских Анд.

Все наблюдаемые случаи продолжения океанических структур на материк относятся к молодым, мезо-кайнозойским, структурам. Как указывалось выше, домезозойские структуры на окраинах атлантического типа срезаются на краю шельфа и в океан не продолжаются. Но вместе с тем имеются палеогеографические данные, указывающие на то, что в ряде мест, за пределами контуров современных материков, там, где сейчас находится океан, существовали участки суши. Признаки эти выражены преимущественно в приносе обломочного материала с этих бывших участков суши в те бассейны, осадки которых сохранились на окраинах современных материков. Например, из размещения нижнепалеозойских осадочных пород в Скандинавии можно сделать вывод, что их обломочный материал в значительной степени приносился с северо-запада, т. е. из области, занятой сейчас Атлантическим океаном. По другую сторону того же океана — в Аппалачах — есть такие же признаки приноса обломочного материала в палеозое со стороны океана (с юго-востока). Аналогичные признаки приноса материала со стороны океана обнаруживаются на Атлантической окраине Европы, на побережье Южной Африки, в некоторых районах вокруг Индийского океана. Не лишены подобных же признаков и окраины тихоокеанского типа. Например, тектоническая зональность Анд Южной Америки срезается под острым углом современным краем океана и здесь же для некоторых эпох мезозоя устанавливается принос обломочного материала со стороны Тихого океана в прогибы, существовавшие в то время в зоне Анд. Аналогичные явления можно обнаружить и на тихоокеанской окраине Северной Америки.

Еще более определенно геологические данные свидетельствуют о былом существовании суши на месте внутренних и окраинных морей. Так, на месте Средиземного моря крупные участки суши существовали в конце палеозоя — начале мезозоя и с начала палеогена до конца миоцена (см., например: Maxwell, 1969; Panekoek, 1969).

В своей сумме геологические данные о строении дна океанов и морей и о материковых окраинах, взятые сами по себе, содержат свидетельства о больших опусканиях, происшедших в течение мезокайнозоя на площадях современных океанов. Выше говорилось о признаках опусканий на окраинах океанов как атлантических, так и тихоокеанских. В этом разделе указывались следы опусканий в удаленных от материков частях океанов.

Геологические данные показывают также, что в начале мезозоя области, занятые сейчас океанами, стали ареной, колоссальной по объему, но однообразной по составу продуктов вулканической деятельности. В результате дно океанов было покрыто сплошной толщей платобазальтов. Повсеместное излияние базальтов закончилось перед средней юрой, когда на поверхности базальтов в некоторых районах началось отложение осадков. Но излияния продолжались и позже, только площадь, охваченная вулканическими процессами, судя по геологическим данным, постепенно сокращалась. Вулканизм концентрировался во все более узкой зоне вдоль срединно-океанических хребтов. Одновременно соответственно расширялась площадь осаждения осадков, и все более молодые осадки поднимались выше по склону хребта; сам хребет при этом поднимался и раскалывался разломами, приобретая глыбовую структуру. Вдоль его гребня возникали грабены (рифты), окаймленные полосами особенно интенсивных глыбовых движений. За пределами срединных хребтов оставались глубоководные котловины, эндогенный режим которых отличался большим спокойствием. Он усложнялся лишь местными глыбовыми движениями и вулканическими излияниями.

Все эти явления протекали на фоне общего процесса углубления океана. Амплитуда углубления в разных местах различна, но, например, в центральных областях Тихого океана, судя по гийотам, с раннего мела океанический бассейн стал глубже приблизительно на 2 км. В некоторых районах Индийского океана за то же время углубление достигло 5—6 км.

Следовательно, геологические наблюдения позволяют нам видеть в океанических сегментах земной поверхности обширные области опусканий земной коры, массового проявления базальтового вулканизма и интенсивного раскалывания. Во многом сходна и геологическая история внутренних и окраинных морей.

Но эти выводы сделаны здесь на основе изолированно использованных геологических данных и исходят из тех обычных приемов геологических умозаключений, которые привычны для геологов, работающих на материках. Многие исследователи считают, что в совокупности с результатами геофизических исследований те же геологические факты должны толковаться иначе, а именно, в свете концепций дрейфа материков и «тектоники плит». Об этой концепции и ее критике см. книги: Новая глобальная тектоника (1974); Plate-tectonics — assessments and reassessments (1974).

Глава шестая

ЭНДОГЕННАЯ МЕТАЛЛОГЕНИЯ

Под эндогенной металлогенией, как это общепринято, понимается характеристика условий формирования и региональных закономерностей размещения глубинных рудных месторождений, вытекающих из анализа истории геологического развития, в частности, и в особенности из представлений о тектонике, магматизме и метаморфизме той или иной территории. Однако успехи геологии и геофизики последних лет к стандартному исследованию эндогенной металлогении позволили добавить два новых важных обстоятельства. Во-первых, расширилась и усовершенствовалась информация о глубинном строении верхних оболочек Земли, что обязывает учитывать при оценке условий эндогенного рудообразования процессы не только в земной коре, но также и в подкоровой области, в первую очередь в верхней мантии. Во-вторых, геология все увереннее приобретает планетарный характер, что позволяет сделать первую попытку сопоставления особенностей эндогенной металлогении по крупным секторам Земли, в первую очередь для условий дна Мирового океана, континентов и переходной между ними зоны. С учетом этих двух обстоятельств и составлена настоящая глава (рис. 6.1).

Однако, поскольку предлагаемая книга предназначена для широкого круга геологов и геофизиков, прежде чем освещать особенности металлогении главных секторов Земли, целесообразно дать краткую информацию о генетической классификации эндогенных рудных месторождений, используемой в настоящей главе.

6.1. Генетическая классификация эндогенных рудных месторождений

Все месторождения полезных ископаемых разделяются на серии, серии подразделяются на группы, а группы на классы. Выделяются три серии месторождений полезных ископаемых: седиментогенная, магматогенная и метаморфогенная. Только две последние относятся к эндогенным образованиям и будут рассматриваться ниже. Местом их локализации служат глубинные геологические структуры, определяющие условия накопления минерального вещества, морфологию, состав и строение тел полезных ископаемых. Эти месторождения создаются под воздействием внутренней энергии Земли в связи с магматическими и метаморфическими процессами земной коры и более глубоких частей планеты.

Магматогенная серия. В ней различают группу магматических месторождений, образующихся при застывании тех фракций магматических расплавов, в которых сконцентрированы ценные минеральные соединения. Магматическая группа разделяется на классы ликвационных, раннемагматических (аккумулятивных) и позднемагматических месторождений. Следующая группа пегматитовых месторождений расчленяется на классы простых пегматитов, перекристаллизованных пегматитов и метасоматически замещенных пегматитов. Группа карбонатитовых месторождений представлена залежами карбонатов, содержащих ценные минералы, связанные с ультраосновными щелочными массивами центрального типа. Она разделяется на классы магматических, метасоматических и комбинированных карбонатитов. Группа контактово-метасоматических или скарновых месторождений расчленяется на классы известковых скарнов, магнезиальных скарнов и силикатных скарнов. Группа альбитит-грейзеновых месторождений формируется при постмагматических процессах в апикальных

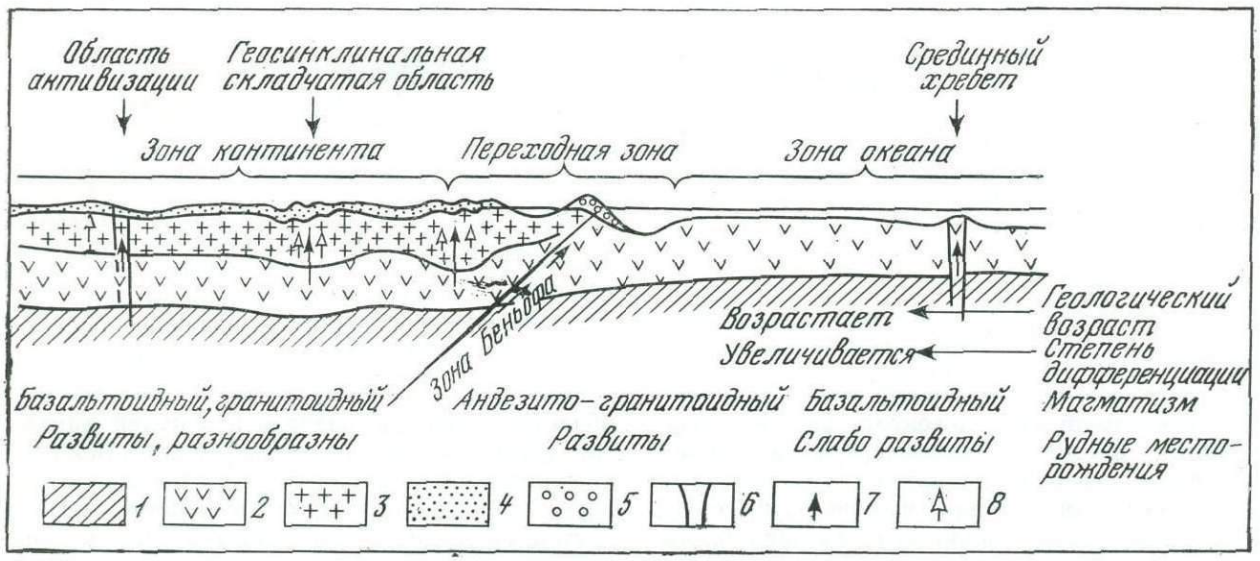


Рис. 6.1. Схема условий магматизма и эндогенного рудообразования в океане, на континенте и в зоне перехода между ними. Составил В. И. Смирнов

1 — верхняя мантия; *2* — базальтовый слой; *3* — гранитный слой; *4* — осадочный слой; *5* — вулканиты современных островных дуг; *6* — глубинные разломы; *7* — поступление базальтоидного вещества; *8* — поступление гранитоидного вещества

частях массивов кислых и щелочных пород и разделяется на альбититовый и грейзеновый классы. Обширная группа гидротермальных месторождений формируется в глубинах земной коры при отложении минерального вещества из горячих газоводных растворов. В ней различают классы плутоногенных, вулканогенных и амагматогенных гидротермальных рудных месторождений. Группа колчеданных месторождений возникает в связи с вулканизмом ранней стадии геосинклинальных циклов и распадается на классы метасоматических, вулканогенно-осадочных и комбинированных образований. Группа стратиформных месторождений образует залежи, приуроченные к определенным уровням слоистых толщ; генезис ее спорный, и некоторые геологи относят месторождения такого рода к осадочным образованиям.

Метаморфогенная серия. В ее рамках различают группу метаморфизованных месторождений, распадающуюся на регионально-метаморфизованный и контактово-метаморфизованный классы. Кроме того, различают группу метаморфических месторождений, минеральная масса которых возникает и концентрируется при процессах метаморфизма. Сводная классификация месторождений полезных ископаемых приведена в табл. 6.1.

Таблица 6. 1. Сводная генетическая классификация эндогенных рудных месторождений

Серия	Группа	Класс
Магматогенная	Магматическая	Ликвационный Раннемагматический Позднемагматический
	Пегматитовая	Простых пегматитов Перекристаллизованных пегматитов Метасоматически замещенных пегматитов
	Карбонатитовая	Магматический Метасоматический Комбинированный
	Скарновая	Известковых скарнов Магнезиальных скарнов Силикатных скарнов
	Альбитит-грейзеновая	Альбититовый Грейзеновый
	Гидрогермальная	Плутоногенный Вулканогенный Амагматогенный
	Колчеданная	Метасоматический Вулканогенно-осадочный Комбинированный
	Стратиформная	
Метаморфогенная	Метаморфизованная	Регионально-метаморфизованный Контактово-метаморфизованный
	Метаморфическая	

6.2. Особенности металлогении океана

Данных о магматизме и рудоносности дна Мирового океана все еще мало для сколько-нибудь исчерпывающих суждений об его эндогенной металлогении. Однако уже наступила пора для первых ориентировочных высказываний по этой проблеме. Ниже суммируется информация о магматизме океана по его важнейшим тектоническим элементам и делаются выводы о перспективах эндогенной металлогении, вытекающие из этой информации. В заключение сопоставляется эндогенная и экзогенная металлогения Мирового океана.

6.2.1. Магматизм и рудоносность основных тектонических элементов

В пределах океана принято выделять четыре главнейших тектонических элемента: океанические плиты, срединно-океанические хребты с их рифтами, поперечные трансформные разломы и прибрежные островные дуги (рис. 6.2).

Океанические плиты принадлежат к относительно стабильным структурам и характеризуются хорошо известной трехслойной моделью строения. Первый верхний слой средней мощностью около 300 м состоит из рыхлых и слабо уплотненных осадков кайнозойского возраста (скорость сейсмических волн от 2,0 до 4 км/с). Второй слой мощностью порядка 1500 м сложен уплотненными осадками, начиная с мела, перемежающимися с базальтовыми лавами (скорость сейсмических волн 6 км/с). Предполагается, что третий слой мощностью до 5 км состоит из габбро, непосредственно залегающих на перидотитах верхней мантии (скорость сейсмических волн 6,7 км/с).

Из этой схемы строения океанических плит вытекает представление об океанической коре мощностью 6—8 км, не имеющей гранитного слоя. Единственные магматические породы, пока установленные для океанических плит, принадлежат к слабо дифференцированным меланократовым субщелочным оливиновым базальтам (Исследования..., 1972) [1]. Сведения о рудной минерализации, связанной с этими породами, ограничены. Г. Б. Удинцев упоминает о наличии вкрапленности самородной меди в базальтах Фарреро-Исландского порога (устное сообщение).

Срединно-океанические хребты относятся к категории мобильных структур дна океана. В их пределах развиты как плутонические, так и вулканические породы ультраосновного и основного состава. По данным Л. В. Дмитриева, Г. Б. Удинцева и др. (Исследования..., 1972), среди глубинно-магматических пород преобладают гарцбургиты, но известны также дуниты, оливиновые гарцбургиты, габбро и долериты. При драгировании в пределах Срединно-Атлантического хребта были подняты отдельные обломки меланократового диорита и плагиогранита (Петрология..., 1973). Эффузивы представлены исключительно кайнотипными меланократовыми и лейкократовыми оливиновыми и безоливиновыми толеитовыми базальтами, а также их туфами.

Никаких рудных месторождений, связанных с магматическими породами срединно-океанических хребтов, до настоящего времени не обнаружено. Описаны лишь незначительные проявления рудной минерализации среди серпентинизированных и пропилитизированных долеритов и базальтов (Дмитриев и др., 1970; Исследования..., 1972). В этих измененных породах зафиксированы тонкие прожилки и скопления кварца, анкерита и кальцита. В прожилках и за их пределами содержатся зерна пирита, пирротина (гексагональный и моноклинный), пентландита, ильменита, магнетита. В протолочках из серпентинизированного гарцбургита отмечены пирит, халькопирит, пайгеит и касситерит. Содержание халькофильных элементов в этих породах отвечает нормативу; отмечается повышенная концентрация литофильных элементов, особенно урана, на два порядка более высокое, чем в континентальных аналогах.

На продолжении Срединно-Атлантического хребта в пределах Исландии наряду с преобладающими базальтами отмечаются андезиты и риолиты, а среди интрузивов — габбро и, что очень существенно, гранофиры, составляющие несколько процентов от общей массы магматических пород острова. С этими кислыми гипабиссальными породами миоценового возраста, которые одни исследователи рассматривают как дериваты базальтовой магмы, а другие как выплавку из древних кислых пород фундамента острова, связана убогая гидротермальная минерализация. Изученная С. Янковичем (Jankovic, 1972) в Лоне (юго-восточная Исландия), она представлена вкрапленностью пирита, марказита, молибденита, халькопирита, сфалерита, галенита, ассоциированных с кварцем и кальцитом среди гидротермально измененных гра-

[1] Докембрийские граниты юга Атлантического океана принадлежат к погребенной части континента.

нофиров, претерпевших окварцевание и аргиллизацию.

Следует отметить, что рифты срединно-океанических хребтов существенно отличаются от их континентальных аналогов, вдоль которых располагаются цепи алмазоносных кимберлитов и высоко дифференцированных центральных интрузий ультраосновного щелочного состава, сопровождаемых карбонатитами с промышленными концентрациями ниобия, тантала, редких земель, минералов меди, магнетита, апатита, флогопита.

Трансформные разломы относятся к категории сбросо-сдвигов, протягивающихся иногда на несколько тысяч километров. Они отличаются субпараллельностью и выдержанным «тектоническим шагом», отстоя друг от друга в среднем на 1000—1500 км. Разломы ориентированы поперек срединно-океанических хребтов, островных дуг и других структур океанического дна и краев материков, расчленяя их на отдельные тектонические звенья. В пределах Тихого океана, например, насчитывается несколько десятков таких трансокеанических разломов, часть из которых продолжается на континенте Северной и Южной Америки (разломы Мендосино, Меррей, Каймон, Гомес и др.).

Трансформные разломы контролируют прерывистые цепи подводных вулканов и вулканических островов, которые, впрочем, широко известны и за их пределами. Магматизм трансформных разломов практически не отличается от магматизма срединно-океанических хребтов. Здесь также преобладают базальты, но несколько более разнообразные по составу, включающие кроме меланократовых и лейкократовых субщелочных базальтов также щелочные базальты; отмечаются оливиновые долериты.

Отчетливых признаков рудной минерализации среди них не обнаружено. В этом отношении они существенно отличаются от трансконтинентальных разломов, секущих региональные складчатые структуры материков и часто определяющих позиции важных узлов магматогенных рудных месторождений. Даже вдоль рудоконтролирующих разломов, сходящих с материков в океан, пока не отмечено каких-либо рудных концентраций. Вероятно, это обстоятельство объясняется резко различной средой магматизма и рудообразования в обстановке океанической и материковой коры, о чем речь пойдет ниже.

Прибрежные островные дуги зоны перехода от океана к континенту наиболее разнообразны по магматизму и наиболее продуктивны в смысле рудообразования. Ниже они будут рассмотрены подробнее, но пока отметим, что в их пределах известны три формации магматических пород и ассоциированных с ними месторождений. Во-первых, перидотитовая формация с месторождениями хромитов (например, Филиппины), местами с металлами платиновой группы. Во-вторых, габбро-пироксенитовая формация с проявлениями титаномагнетитов, например, на островах Японии. В-третьих, самая мощная, повсеместно развитая вулканогенная, в основном субмаринная базальтово-андезито-дацитовая формация с широко распространенными вулканогенными месторождениями колчеданных руд меди, цинка и свинца, а также гидротермальных руд ртути, комплексных золото-серебряных руд, окисных руд железа и марганца.

Хотя в магматизме прибрежных островных дуг Мирового океана много общего с магматизмом океанических плит, срединных хребтов и трансформных разломов, для них отмечается и существенное различие.

Во-первых, магматизм и рудообразование островных дуг контролируется особой тектонической структурой — зоной Беньофа, представляющей собой зону сколовых деформаций, уходящую под континент под углом около 45° и проникающую глубоко в пластическую подкоровую оболочку Земли.

Во-вторых, хотя магматизм островных дуг, так же как и весь остальной океанический магматизм, относится к производным подкоровой базальтовой магмы, он лучше дифференцирован, более разнообразен и наряду с породами ультраосновного и основного состава образует породы среднего состава, формируя прибрежную «андезитовую линию».

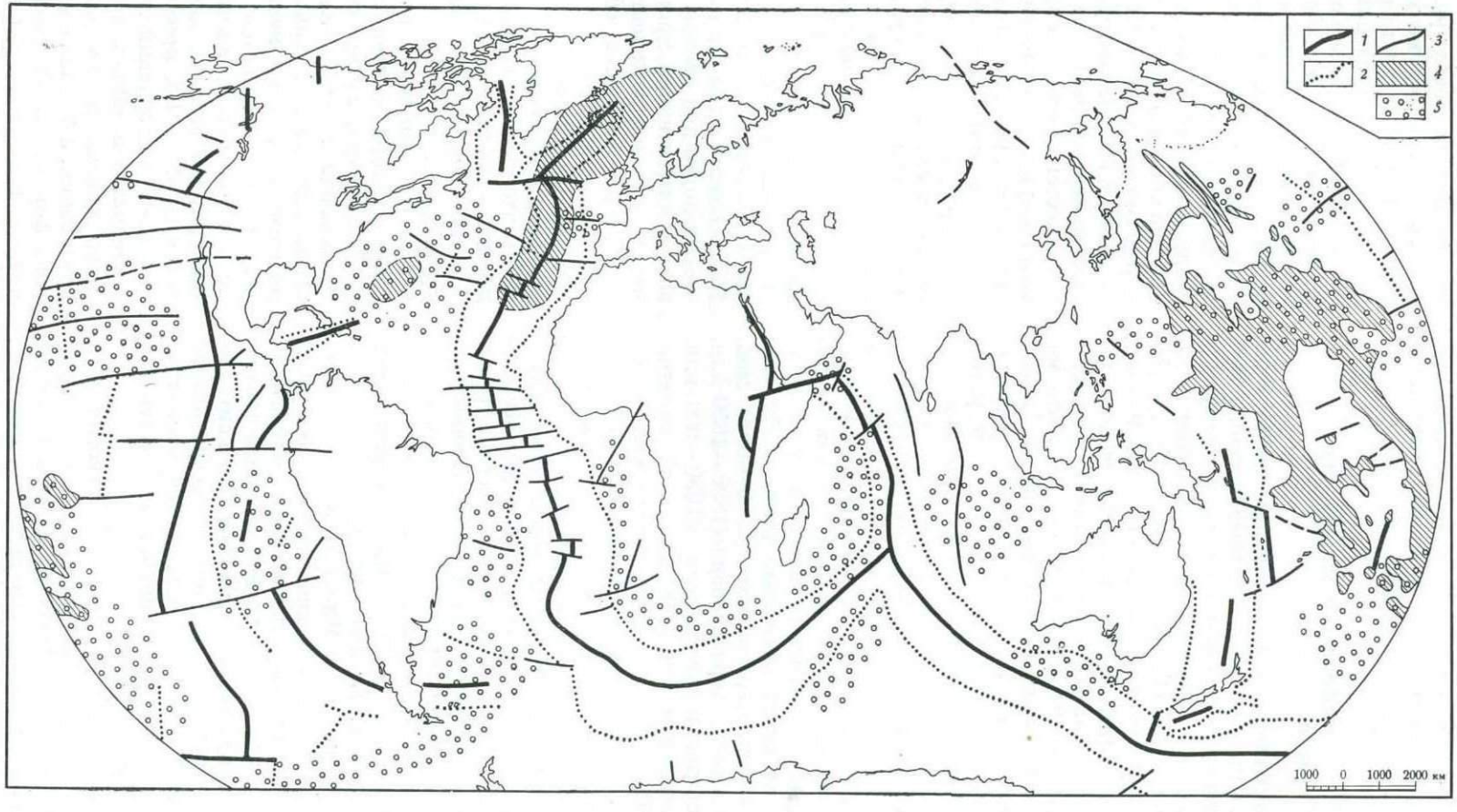
В-третьих, эти породы слагают переходную зону от базальтов океанского дна вначале к вулкано-плутоническим риолитовым, а затем к гранитным комплексам со свойственными им месторождениями, развитыми в тылу зоны Беньофа, уже на континенте.

В-четвертых, нетрудно видеть, что весь набор магматических формаций и их рудных месторождений островных дуг, контролируемых зоной Беньофа, соответствует магматизму и рудообразованию ранней (инициальной) стадии геосинклинального цикла, которые в связи с этим рассматриваются как палеоаналоги прибрежных зон современных океанов, особенно Тихого океана (Смирнов, 1974).

Поскольку достаточно специфичные магматизм и рудоносность островных дуг относятся

Рис. 6.2. Главные геологические структуры дна Мирового океана. Составил В. И. Смирнов

1 — оси срединно-океанических хребтов; *2* — края срединно-океанических хребтов; *3* — основные трансформные разломы; *4* — основные площади распространения океанических базальтов; *5* — основные площади распространения железомарганцевых конкреций



к области перехода от океана к континенту, ниже при рассмотрении проблем металлогении океана они не обсуждаются.

6.2.2. Общие особенности магматизма и рудоносности

Магматические эпохи. Некоторые геологи полагают, что все океаны молодые и заложились не ранее конца палеозоя по схеме раздвижения гранитоидных континентов с обнажением базальтового слоя (Г. Хесс, Р. Дитц, З. Ле Пишон, В. Морган, Дж. Дьюи, А. Митчел, Б. Изакс и др.) или по схеме обрушения гранитоидного слоя с его базификацией (Белоусов, 1968). Другие исследователи считают, что молодыми являются все океаны, кроме Тихого, существующего с исходных моментов развития земной коры (Г. Штилле, М. В. Муратов, Ю. М. Пущаровский). В этом последнем случае в формациях горных пород океана, в том числе в магматических формациях, неизбежно должны были бы зафиксироваться эпохи их образования, подобные эпохам магматизма и рудообразования на континентах, где, как известно, выделяется девять главных магмо-металлогенических эпох: архейская (3500—2500 млн. лет), раннепротерозойская (2500—1800 млн. лет), среднепротерозойская (1800—1650 млн. лет), позднепротерозойская (1650—900 млн. лет), рифейская (900—600 млн. лет), каледонская (600—400 млн. лет), герцинская (400—225 млн. лет), киммерийская (225—100 млн. лет), альпийская (100 млн. лет — настоящее время). Однако об этом для океанских пород нет никаких фактических данных. Преобладающий возраст магматических пород дна Мирового океана (плиты, срединные хребты, трансформные разломы) кайнозойский, главным образом палеогеновый; самыми древними считаются меловые базальты периферических частей Индийского океана (Е. Е. Милановский — устное сообщение; Пронин, 1973).

Таким образом, в Мировом океане, в меру существующей к настоящему времени информации, нельзя проследить эволюцию магматизма и рудообразования от древних к юным эпохам, подобно тому, как это делается для континентальной части Земли, а можно говорить лишь об единственной юной альпийской магматической эпохе и о возможной связанной с ней эпохе рудообразования.

Магматические формации. В строгом соответствии с отсутствием гранитного слоя в разрезе земной коры Мирового океана в составе магматических пород его донной части и на внутренних островах развиты исключительно продукты базальтовой магмы (Пейве, 1969). Как уже, указывалось выше, среди плутонических пород преобладают гарцбургиты, местами ассоциированные с дунитами, габбро и долеритами. Эти ультрабазиты и базиты существенно отличаются от их аналогов инициальных серий геосинклиналей повышенным отношением магния к железу, а также повышенным содержанием кремния и титана, что, в частности, свидетельствует об их слабой магматической дифференцированности. Среди вулканических пород океана резко превалируют базальты — от оливиновых меланократовых толеитовых до безоливиновых лейкократовых щелочных разновидностей. При несколько пониженном общем содержании щелочей они выделяются значительным преобладанием натрия над калием, чем также заметно отличаются от вулканогенных пород начальных стадий геосинклинального развития. Указанные черты отличия как плутонических, так и вулканических пород океана от их геосинклинальных аналогов столь существенны, что некоторые геологи уже по одному этому обстоятельству считают невозможным рассматривать магматические продукты ранних стадий геосинклинальных циклов как ископаемые океанические коры (Шейнманн, 1974). Вместе с тем все разновидности магматических пород дна океана несомненно принадлежат исключительно производным базальтовой магмы. Это подтверждается соотношением изотопов серы сульфидов, обнаруженных в океанских породах. Вариации $\sigma^{34}S$ очень компактны и не уходят далеко от метеоритного стандарта, колеблясь в пределах $-3{,}6 + 4\%$ (Чухров, 1974), что свидетельствует об ее базальтоидном происхождении.

Таким образом, из возможных эндогенных рудных месторождений океанского дна исключается вся гранитофильная группа, типоморфными в которой считаются месторождения олова, вольфрама, лития, бериллия, урана.

Постмагматический метасоматоз. Формирование всех магматогенных, особенно постмагматических, рудных месторождений на континентах сопровождается мощным изменением вмещающих пород, обычно идущим неизохимически, т. е. с выносом одних элементов и привносом других. Их примерами могут служить щелочной и кварцевый метасоматоз. Щелочной метасоматоз в данном случае понимается не с точки зрения кислотности — щелочности его протекания, а в связи с привносом калия и натрия, формирующих новые минеральные ассоциации. На высокотемпературных стадиях это-

го процесса он проявляется в полевошпатовом метасоматозе с образованием зон микроклинизации и особенно ярких зон альбитизации. На несколько более низких ступенях развиваются слюды с образованием ореолов мусковитизации (грейзенизации) и серицитизации. При еще более низких температурах идет процесс каолинизации. Столь же выразителен кварцевый метасоматоз, обусловленный поступлением крупных масс кремнезема и охотно развивающийся по рудовмещающим породам любого состава.

На данной стадии изучения изверженных пород дна океана зафиксирована только серпентинизация. Этот метасоматический процесс развит чрезвычайно широко. Более половины магматических пород океанского дна серпентинизировано на 70—80% (Исследования..., 1972). Местами, среди базальтов, диабазов и габбро Срединно-Атлантического хребта отмечается локальный метаморфизм амфиболовой, зеленосланцевой и цеолитовой фаций (Петрология..., 1973). В отличие от указанных выше щелочного и кварцевого метасоматоза серпентинизация и проявления иных разновидностей метаморфизма в породах дна океана принадлежат к процессам изохимическим, связанным с воздействием на породы химически активной воды и приводящим только к возникновению гидратных минералов без изменения соотношений между остальными породообразующими элементами, без их выноса и привноса.

Таким образом, в магматических породах внутренних частей океана не зафиксировано сколько-нибудь заметного развития метасоматоза, сопутствующего эндогенному рудообразованию.

Магматическая дифференциация. Формирование магматогенных месторождений полезных ископаемых на континентах происходит в связи с отчетливой дифференциацией родоначальной магмы. Магматические месторождения хромитов, титаномагнетитов, сульфидных медно-никелевых руд, апатитов и другие возникают на завершающих этапах длительной и достаточно полной дифференциации рудоносных магм. Эта дифференциация в общем случае идет от крайне основных к более кислым и щелочным разновидностям магматических пород, образующих хорошо известные расслоенные или последовательно инъецированные продуктивные массивы, на заключительной стадии развития которых обычно и возникают рудные месторождения. С отчетливо и глубоко дифференцированными магматическими комплексами связаны главнейшие месторождения хромитов (Урал; Бушвелд в Африке), титаномагнетитов (Бушвелд; Урал), медно-никелевых руд (Норильск, Печенга; Садбери в Канаде), танталитов (Кольский полуостров), апатитов (Хибины). Резко подавляющая часть карбонатитовых месторождений мира формировалась на завершающих стадиях длительной дифференциации магматических массивов центрального типа, начинавшейся с внедрения ультраосновных расплавов, сменяющейся ультраосновными — щелочными и затем щелочными магмами. Колчеданные месторождения меди, цинка и свинца ассоциированы только с теми вулканическими породами, в которых процесс дифференциации первоначальной базальтовой магмы достиг липаритового (спилит-кератофирового) уровня.

Полноценные постмагматические рудные месторождения возникают в связи с заключительными магматическими импульсами многофазных интрузивных комплексов, характеризующимися постепенным нарастанием коэффициента накопления рудных элементов, представляющим отношение кларка этих элементов в интрузивах последующих фаз к кларкам предшествующих фаз магматической деятельности. Например, для некоторых районов редкометальных месторождений в Сибири коэффициент накопления достигает 1,9—3,0.

Богатые гидротермальные месторождения руд цветных, редких, благородных и радиоактивных металлов, ассоциированные в большинстве своем с так называемыми малыми интрузиями заключительной стадии геосинклинальных циклов геологического развития, возникают лишь в тех местах, где малые интрузии формируют полный ряд их дифференциатов от диорит-порфиритов до гранит-порфиров и сиенит-порфиров.

Таким образом, можно отметить отчетливую закономерность, согласно которой значительные магматогенные месторождения всех генетических групп и классов формируются в резко преобладающем количестве лишь на заключительных стадиях образования длительно и полноценно дифференцированных комплексов магматических пород.

Теперь попробуем обратиться к информации о степени магматической дифференцированности изверженных пород дна океана. Информация эта с точки зрения перспектив эндогенной металлогении, к сожалению, мало утешительна. Все исследователи магматических пород дна Мирового океана единодушны в том, что эти породы слабо дифференцированы. Признаками этого являются:

1) ограниченность базальтоидного ряда глу-

бинных изверженных пород, обрывающегося на габбро и чрезвычайно редко доходящего до высших членов дифференциации, представленных плагиодиоритами и плагиогранитами;

2) отсутствие сколько-нибудь полно дифференцированных серий пород как среди плутонических, так и среди вулканических разновидностей;

3) отсутствие массивов расслоенных пород;

4) относительное обогащение главных глубинных пород — гарцбургитов — кремнеземом, титаном и магнием при более совершенной дифференциации концентрирующихся в остаточном продукте их выплавления, которым в данном случае является лерцолит (Исследования..., 1972);

5) повышенное содержание в них литофильных элементов, сконцентрировавшихся в этих породах в связи с задержкой в фракционировании более кислых продуктов.

Таким образом, хотя интенсивность магматических процессов в придонных частях океана была в несколько сотен раз больше, чем на континентах (Белоусов, 1968), степень их дифференциации была несопоставимо ниже. Этот вывод обобщающего характера, сделанный относительно всей акватории Мирового океана, естественно, на отдельных его участках, в силу тех или иных их геологических особенностей, может иметь исключение. На таких локальных площадях в дальнейшем могут быть обнаружены в той или иной степени дифференцированные породы.

Возможная рудоносность. Из всего изложенного выше вытекают неблагоприятные перспективы формирования эндогенных рудных месторождений в геологических структурах донных частей океана. По-видимому, совершенно исключается образование широкой группы гранитофильных месторождений руд цветных, редких, благородных и радиоактивных металлов. Ограниченный возрастной диапазон магматических пород, их неполноценная дифференциация, изохимический характер постмагматического метаморфизма не создают обнадеживающих перспектив и для широкого развития рудных месторождений базальтоидной группы.

Как известно, с породами базальтоидной магмы в складчатых областях и на платформах континентов связан достаточно большой ряд эндогенных рудных месторождений, а именно:

1) магматические месторождения хромитов среди пород перидотитовой формации;

2) магматические месторождения титаномагнетитов среди пород габбровой формации;

3) магматические месторождения сульфидных медно-никелевых руд среди пород трапповой формации;

4) магматические месторождения алмазов в кимберлитах;

5) магматические и метасоматические месторождения руд черных, цветных и редких металлов среди карбонатитов, связанных с массивами ультраосновных щелочных пород;

6) скарновые месторождения руд железа и меди, ассоциированные с натровыми гранитами и сиенитами;

7) колчеданные месторождения руд меди, цинка и свинца в породах спилит-кератофировой формации.

Если в данном случае допустим принцип аналогии, то относительно возможных эндогенных рудных месторождений в геологических структурах дна Мирового океана можно сказать следующее. С учетом выше указанных в общем неблагоприятных признаков эндогенного рудообразования все же можно полагать, что наиболее вероятно образование хромитовых и даже хромито-платиноидных месторождений в связи с достаточно широко распространенными гарцбургитами. Возможно возникновение титаномагнетитов в породах габбрового ряда. Формирование всех остальных месторождений из вышеперечисленных теоретически также возможно в отдельных участках развития базальтоидных магматических пород дна Мирового океана, но условия для их образования еще более узкие, а обстановка для их обнаружения еще более трудная.

Достаточно осторожный вывод о перспективах эндогенной металлогении дна Мирового океана основан на той, пока еще весьма скромной информации об изверженных породах и признаках эндогенной рудоносности этой части Земли, которой мы располагаем в настоящее время. По мере расширения этой информации изложенные выше соображения, безусловно, будут уточняться, по ряду позиций, вероятно, весьма существенно.

В общем, пока делается первый шаг в оценке эндогенной металлогении Мирового океана, а основная работа этого научного направления вся еще впереди.

6.2.3. Экзогенная металлогения

Экзогенная металлоносность океана изучена полнее и совершеннее. В отличие от эндогенной металлогении внешне она значительно проще, но грандиознее по своим масштабам. В рамках этой книги мы не ставили своей целью ее подробный анализ и ниже приводятся лишь обоб-

щающие данные, вытекающие из ряда исследований, полезных для сопоставления экзогенной и эндогенной рудоносности океана.

Экзогенная металлогения Мирового океана определяется растворенными в его водах металлами и наличием осадочных руд в донных отложениях. При общем огромном объеме воды Мирового океана в 1 370 000 000 км^3, даже при ничтожном содержании в них металлических элементов, запасы их оказываются колоссальными (табл. 6.2).

Таблица 6.2. Количество некоторых элементов, находящихся в растворенном состоянии в водах Мирового океана (по данным разных авторов — см. Виноградов, 1967)

Элемент	Концентрация, мг/л	Запасы, млн. т	Порядок по отношению к запасам в месторождениях мира
Золото	0,000004	5,5	1
Ниобий	0,00001	15	1
Висмут	0,00002	30	2
Ртуть	0,00003	45	2
Свинец	0,00003	45	1
Серебро	0,00003	45	3
Торий	0,00005	80	2
Вольфрам	*0,0001*	150	2
Кобальт	0,0005	800	3
Сурьма	0,0005	800	3
Никель	0,002	3 000	3
Уран	0,003	4 000	3
Медь	0,003	4 000	3
Олово	0,003	4 000	3
Молибден	*0,01*	16 000	4
Рубидий	0,12	190 000	7
Литий	0,17	260 000	6
Магний	1350	2 000 000 млрд.	

Количество находящихся в океанской воде золота достигает 5,5 млн. т, урана 4 млрд. т, лития 260 млрд. т. Общее количество этих и других элементов от 1 до 20 порядков, т. е. в десятки — триллионы раз более, чем их запасы во всех месторождениях мира. Известно, что из-за низкого содержания и отсутствия дешевой технологии массового извлечения металлические ресурсы вод Мирового океана пока не используются, хотя попытки делать это становятся все более и более настойчивыми. Несомненно, придет то время, когда воды океана станут новым мощным промышленным источником минерального сырья. В связи с анализом металлоносности океанских вод очень важно учитывать значение погребенных поровых вод древних океанов и морей, которые вместе с заключающими их осадками могли служить реальным источником последующего эндогенного рудообразования в складчатых и платформенных структурах континентов.

Не менее грандиозны запасы руд, сосредоточенные в железомарганцевых конкрециях, выстилающих крупные площади дна Тихого, Атлантического и Индийского океанов, а также подстилающих их рыхлых отложений. Конкреции, диски, плиты и корки имеют поперечники от десятых долей сантиметра до нескольких метров, в среднем около 3 см (Хорн).

Главными рудными минералами конкреций, по данным П. Л. Безрукова, П. Ф. Андрущенко (1972) и других исследователей, являются вернадит, псиломелан, гидрогётит и монтмориллонит, в существенно меньших количествах присутствуют пиролюзит, тодорокит, бернессит, вудраффит, гётит, филлипсит, халцедон, хлорит.

Содержание марганца в конкрециях колеблется от 40 до 8%, составляя в среднем 20%, содержание железа лежит в пределах от 26,5 до 2,5%, в среднем 16%. В них находится также кобальт в количестве от 2,5 до 0,02% (среднее 0,33%), никель от 2 до 0,2% (среднее 0,6%), медь от 1,6 до 0,03% (среднее 0,35%), свинец 0,35—0,02%, цинк 0,08—0,04%, серебро 0,0003%.

Запасы железомарганцевых конкреций в придонной части Мирового океана достигают колоссальной цифры $2{,}5 \times 10^{12}$ т, что на два порядка выше суммарных запасов, учтенных во всех месторождениях железа и марганца на Земном шаре. Ориентировочные запасы находящихся в них некоторых металлов также грандиозны (табл. 6.3).

Существует мнение о том, что скорость роста железомарганцевых конкреций на дне Мирового океана настолько высока, что марганец,

Таблица 6.3. Ориентировочные запасы некоторых металлов в железомарганцевых конкрециях Мирового океана

Металл	Среднее содержание, %	Запасы, млрд. т.	Порядок по отношению к запасам в месторождениях мира
Кобальт	0,3	10	4
Никель	0,6	20	3
Медь	0,3	10	2

например, накапливается в 3 раза быстрее, чем его потребляет человечество, а кобальт, никель и медь даже в 4 раза (Меро, 1969).

По поводу источника железа и марганца для океанских конкреций существует шесть главных точек зрения:

1) континентальный снос и последующее осаждение на дне океана (Н. М. Страхов, Гольдберг, Аррениус);

2) биологическая экстракция животным миром океана (Корренс, Грюнер, Ерлих);

3) химическое осаждение при определенных условиях из вод океана (Меррей, Ренард, Петтерсон);

4) подводное разложение океанской водой богатых железом и марганцем вулканических пород основного состава (Меррей, Аррениус);

5) поступление из подводных вулканических газов и гидротерм (Бонатти, Нейду);

6) комбинированное образование из разных источников (П. Л. Безруков, И. М. Варенцов, Бонатти, Кример, Ридилл).

Что же касается элементов-примесей, таких, как медь, кобальт, никель и др., то все исследователи сходятся на том, что главным процессом концентрации их в конкрециях была сорбция из вод океана.

Обращает на себя внимание, что главные элементы, входящие в состав конкреций (железо, марганец, медь, никель, кобальт), образуют ассоциацию, типичную для продуктов базальтидной магмы.

Выводы

1. Среди главнейших тектонических элементов Мирового океана — океанических плит, срединно-океанических мобильных зон, трансформных разломов и островных дуг — только последние обладают надежной эндогенной рудоносностью.

2. В геологических структурах дна океана пока выявлены изверженные породы только альпийской эпохи.

3. Все изверженные породы дна океана принадлежат исключительно производным базальтовой магмы, представлены в основном плутоническими гарцбургитами и габбро, а также вулканическими базальтами.

4. Среди этих изверженных пород отсутствует полноценная дифференциация, а постмагматический метаморфизм носит изохимический характер, обусловленный их серпентинизацией и зеленокаменным перерождением.

5. Особенности магматической геологии дна океанов накладывают ограничения на его эндогенную металлогению, которая, однако, может проявиться скорее всего в форме магматических месторождений хромитовых и титаномагнетитовых руд, а также остальных месторождений базальтоидного ряда.

6. Экзогенная металлогения дна океана зафиксирована также по преимуществу элементами базальтоидного ряда, но отличается своими колоссальными масштабами.

6.3. Особенности металлогении зоны перехода от океана к континенту

Наиболее важным региональным элементом, определяющим особенности геологического строения, магматизма и металлогении зоны перехода от океана к континенту, является зона Беньофа.

Зоной Беньофа, как известно, называется падающая со стороны океана под континент зона сколовых деформаций, глубоко проникающая в пластичное подкоровое пространство Земли. Так она названа в честь Беньофа, занимавшегося в 50-х годах нашего века определением ее положения на основании анализа позиций глубокофокусных землетрясений в краевых частях Тихого океана (Беньоф, 1957).

Зона Беньофа сопровождается серией специфических геологических и геофизических элементов. Ее выход на поверхность Земли маркируется вытянутыми вдоль края континента узкими глубоководными океаническими желобами. Она является зоной активного новейшего вулканизма. Поэтому между желобами и континентом располагаются гирлянды островных дуг, представляющие цепи подводных вулканов, с их вершинами, выступающими над поверхностью воды. В тыловой части зоны Беньофа находится молодая складчатая область.

Вдоль зоны Беньофа протягивается высокоактивный сейсмический пояс. Поверхность зоны Беньофа, погружаясь в сторону континента под углами 30—60° (в среднем 45°), четко маркируется гипоцентрами глубокофокусных землетрясений. Среди последних выделяются три класса: 1) обычные с фокусами на глубине до 60 км, 2) промежуточные с фокусами глубиной до 250 км, 3) глубокие с фокусами на глубине до 700 км. Кроме того, зона Беньофа фиксируется узкими положительными аномалиями гравитационного, магнитного и теплового полей

Земли (Островные дуги, 1952; Новая глобальная тектоника, 1974).

Сочленение океана с континентом по модели с зоной Беньофа характерно для Тихого океана. Вдоль атлантического побережья зона Беньофа, связанный с нею вулканизм и остальные процессы не проявлены. Поэтому в качестве эталона для анализа металлогении переходной зоны может служить тихоокеанское побережье, особенно его западная часть.

Геологическими структурами, пограничными между континентом и Тихим океаном, живо интересовались широкие круги ученых. Эти структуры рассматривались в трудах геофизиков (Г. А. Гамбурцева, В. А. Магницкого и других), в работах петрологов (А. Н. Заварицкого и А. А. Маракушева), в произведениях тектонистов (Е. Аргана и Г. Штилле, М. Кея и Ф. Кинга, В. В. Белоусова и А. В. Пейве).

В последние годы эти структуры, среди которых определяющей является зона Беньофа, стали привлекать внимание специалистов в области рудообразования и металлогении. Появились работы советских геологов (Зоненшайн и др., 1973, 1974; Ковалев, 1972, 1973, Рундквист, 1973; Смирнов, 1973, 1974; Шульц, 1973), ученых Австрии (Petrascheck, 1973, 1974), Америки (Guilberg, 1971; Guild, 1972a,; Sillitoe, 1972; Walker, 1972), Англии (Dunham, 1973; Pereira, Dixon, 1971; Mitchell, Bell, 1973), Польши (К. Гаранчик), Франции (Pelissonnier, 1972), Японии (Nishiwaki, 1972) и других исследователей. Зона Беньофа рассматривается в этих работах как новейший аналог тех геологических структур, которые в прошлые металлогенические эпохи могли служить каналами для поступления магмообразующих и рудообразующих веществ из глубинных частей Земли на ее более высокие уровни, где протекало формирование изверженных пород и ассоциированных с ними магматогенных рудных месторождений. Возникшая как типичная сколовая структура, характерная для стрессовых деформаций, она длительно развивалась то в обстановке растяжения с хорошей проницаемостью для глубинных продуктов Земли, то в условиях сжатия с затрудненным проникновением по ней эндогенного материала.

Важной особенностью зоны Беньофа является перегиб ее по падению, вследствие которого при восходящих движениях ее висячего бока верхняя часть зоны должна раскрываться и способствовать поступлению эндогенного вещества к поверхности Земли. Зона Беньофа — важный элемент гипотезы тектоники плит, она используется для развития представлений о погружении (засасывании) вдоль нее океанической коры под континенты по принципу субдукции. Это обстоятельство рассматривается рядом геологов в качестве момента, определяющего условия эндогенного рудообразования переходной зоны (П. Гаилд, К. Гаранчик, А. А. Ковалев, Х. Пелисонье, В. Петрашек, Дж.Перейра, Р. Силлитоу, С. С. Шульц и др.).

Другие геологи склонны анализировать особенности металлогении переходной зоны, не затрагивая концепцию тектоники плит и рассматривая зону Беньофа как мощный канал для подъема эндогенного вещества к поверхности Земли, обусловливающую магматизм и рудообразование. Ниже сопоставляются две эти концепции об особенностях металлогении области перехода от океана к континенту.

6.3.1. Концепция тектоники плит

В наиболее широком виде приложение концепции тектоники плит для металлогенического анализа изложено в статьях П. Гаилда (Guild, 1972), К. Данема (Dunham, 1973), Г. Пелисонье (Pelissonier, 1972), В. Петрашека (Petrascheck, 1972), Р. Силлитоу (Sillitoe, 1972), Ф. Соукинса (Sawkins, 1972) и др. Обычно выделяют три случая сопряжения плит, по-разному влияющих на формирование и размещение эндогенных рудных месторождений.

В первом случае, когда происходит столкновение двух континентальных плит, магматизм проявляется слабо и значительные рудные месторождения не возникают (Гималаи, Австрийские Альпы, Тянь-Шань в альпийский цикл и др.). Во втором случае, при сопряжении двух континентальных плит, разделенных внутренним морем с корой океанического типа, формируется широкий круг месторождений (Урал, герциниды Европы, альпийская цепь Тетиса и др.). В третьем случае, при поддвигании плиты с океанической корой под континентальную плиту (субдукция), образуются месторождения переходной между океаном и континентом зоны (Тихоокеанский пояс).

Не касаясь деталей всех этих схем плитной металлогении, возможно отметить их общий дефект. Концепция тектоники плит не в состоянии объяснить генеральные законы геологии — цикличность геологического развития, его направленность и необратимость. Эта концепция не раскрывает эволюции геологической истории, взаимосвязи и взаимообусловленности процессов тектогенеза, магматизма, метаморфизма и осадкообразования. Без этого она бессильна определить также реальные геологические ус-

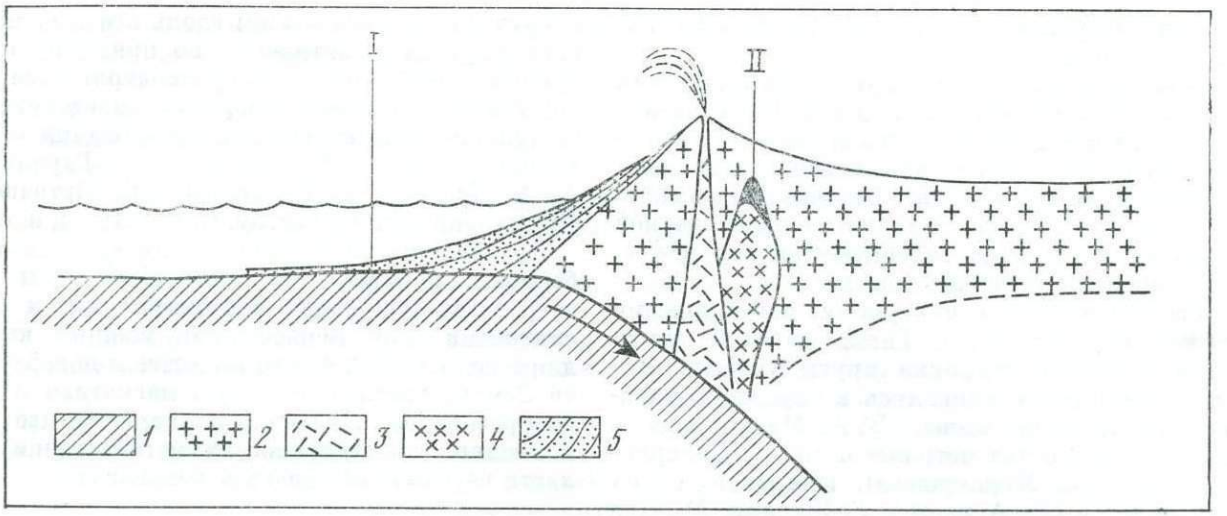


Рис. 6.3. Схема формирования эндогенных рудных месторождений в краевой части континента при поддвигании под него океанической коры. По Перейра (Pereira, 1971)

1 — океаническая кора; *2* — континентальная кора; *3—5* — породы: *3* — вулканические, *4* — гипабиссальные, *5* — лавово-пирокластические; I, II — месторождения: I — колчеданные, II — медно-порфировое

ловия формирования месторождений полезных ископаемых, в том числе эндогенных рудных месторождений.

Поскольку мы описываем эндогенную металлогению зон перехода от океана к континенту, следует задержаться на третьей из указанных выше металлогенических схем, анализирующих рудообразование на краю континента и океана. Согласно этой схеме, вследствие поддвигания океанической коры под край континента (субдукция) на глубине в несколько десятков и даже первых сотен километров происходит переплавление поддвинутого материала, приводящее к магматизму вдоль края материка и формированию связанных с ним эндогенных рудных месторождений (рис. 6.3).

Одна группа защитников указанной схемы полагает, что при этом вдоль зоны Беньофа протекает вулканизм и глубинный магматизм базальтоидного профиля со свойственными ему месторождениями, а одновременно в ее тыловой части на краю континента развивается гранитоидный магматизм с типичными для него месторождениями, такими, например, как месторождения медно-порфировых руд.

Другая группа сторонников рассмотренной схемы полагает, что вначале происходит базальтоидный магматизм и рудообразование, а затем со смещением в сторону континента идут гранитоидные процессы. Эта схема настолько примитивна, что уже в силу одного этого обстоятельства она вызывает сомнение в своей справедливости. В последнее время ее ограниченность начали признавать и апологеты плитной металлогении (Petrascheck, 1972). Однако существуют и более сложные подходы, к которым относится, например, схема А. Г. Митчела и Дж. Белла (Mitchell, Bell, 1973). По их представлениям, формирование рудных месторождений в зоне перехода от океана к континенту развивалось в семь стадий (рис. 6.4).

В первую стадию преддугового внедрения вещества океанической коры и верхней мантии происходит растекание толеитовой магмы в стороны от срединного океанического хребта, возникают цепи и одиночные вулканы базальтового состава. С ними связывается формирование колчеданных месторождений медно-цинковых руд типа о-ва Кипр и Гавайских островов, а также хромшпинелиды типа о-ва Кубы и Филиппинских островов.

Во вторую стадию развивается подводный вулканизм периода формирования первичной дуги, с которым, возможно, также связано возникновение следующей порции колчеданных месторождений.

В третью стадию субаэрального и подводного вулканизма, уже строго контролируемого зоной Беньофа, образуется третья генерация колчеданных медных руд типа Бесси в меловых вулканитах Японии.

В четвертую стадию вулканизм пополняется формированием плутонических масс габбро-гранодиоритового состава, с которыми ассоциируют месторождения так называемых медно-порфировых руд (медно-молибденового соста-

ва), гидротермальные кварцево-золотые и ртутные руды.

В пятую стадию обращения дуг и возникновения новой вулканической дуги перед ранее существовавшей агпаитовый и толеитовый вулканизм обусловливает появление богатых колчеданных полиметаллических руд типа «куроко» в Японии, комплексных золото-серебряных руд и окисных руд железа и марганца.

В шестую стадию, носящую таинственное название стадии столкновения дуг, развиваются зоны меланжа, сопровождаемые интрузиями ультраосновных и основных пород с хромитовой и никелевой минерализацией.

В седьмую стадию развития сложных дуг, сопровождающуюся формированием дацитовых и андезитовых пород, возникают высокотемпературные гидротермальные месторождения руд олова, вольфрама, молибдена и висмута.

В этой схеме следует обратить внимание на неоправданное совмещение в ее рамках двух геологических циклов развития и на бездоказательную последовательность магматизма и рудообразования, не аргументированную геологическими данными. В общем описании магматизма и рудообразования по модели с зоной Беньофа с позиций тектоники плит обращает на себя внимание полная неразработанность энергетической и материальной стороны процесса. Считается, что энергия для выплавления магмы на глубине под зоной Беньофа возникает вследствие сил трения при задвигании океанической коры под континентальную. Однако никаких серьезных расчетов для этого не приводится, а если принять во внимание мизерные масштабы поддвига, составляющие, по мнению сторонников тектоники плит, всего лишь несколько сантиметров в год, то вряд ли можно рассчитывать на эффект трения для выплавления и подъема того грандиозного количества магматического вещества, которое контролируется зоной Беньофа.

Не обоснована также материальная, петрологическая, сторона проблемы. Предполагается, что океаническая кора задвигается в подкоровое пространство континента. Но при этом не учитывается, что задвигается вещество базальтоидной магмы, представленное базальтом, габбро и перидотитом, в сущности говоря, в вещество того же базальтоидного состава, может быть за исключением серпентинитов, содержащих гидратную группу. Совершенно естественно, что их взаимодействие не в состоянии обеспечить андезитовый вулканизм островных дуг и тем более дацитовый и липаритовый состав магматических пород переходной зоны.

С позиции тектоники плит не решается проблема гранитной магмы, с которой связано формирование широкого круга эндогенных рудных месторождений.

В силу всего вышесказанного возможность приложения концепций тектоники плит к характеристике металлогенических особенностей области перехода от океана к материку вызывает большое сомнение. Этого же мнения придерживается Ловелл (Lowell, 1974) и другие исследователи.

6.3.2. Схема металлогении

Можно изложить особенности металлогении переходной зоны, минуя концепции тектоники плит, но с учетом рудообразующей роли зоны Беньофа. Для этого рассмотрены процессы образования магматогенных месторождений по модели с зоной Беньофа от юных провинций побережья Тихого океана, где они наиболее реальны, в глубь веков до палеозойского рудообразования Кавказа и Урала.

Неогеновые и современные месторождения Японии. В западной части Тихого океана выход зоны Беньофа, как известно, хорошо прослеживается цепью прибрежных впадин в авангардной части островных дуг, а ее положение на глубине фокусируется фронтом юных вулканов гипоцентрами землетрясений. Нишиваки (Nishiwaki, 1972) обратил внимание на тесную связь в распределении рудных месторождений Японии со всеми специфическими геологическими элементами островных дуг прибрежной части Тихого океана. Эта связь определяется тем, что знаменитые колчеданные месторождения Японии типа «куроко», ассоциированные с вулканическими породами среднего миоцена, протягиваются цепью, параллельной современному вулканическому фронту, отстоя от выхода зоны Беньофа по направлению к континенту на 250 км и находясь над глубинными очагами зоны на 100—120 км (рис. 6.5). Данное обстоятельство позволило сделать заключение о том, что зона Беньофа существовала в геологическом прошлом, во всяком случае в неогене, и питала вулканическим материалом зеленокаменный пояс того времени. Этот материал обусловил возникновение вулканогенно-осадочных месторождений колчеданных, а также окисных железных, марганцевых и других руд. Сформированные в это же время и несколько позднее золото-серебряные вулканогенные гидротермальные месторождения вытягиваются цепью, параллельной поясу колчеданных месторождений, и обладают той же

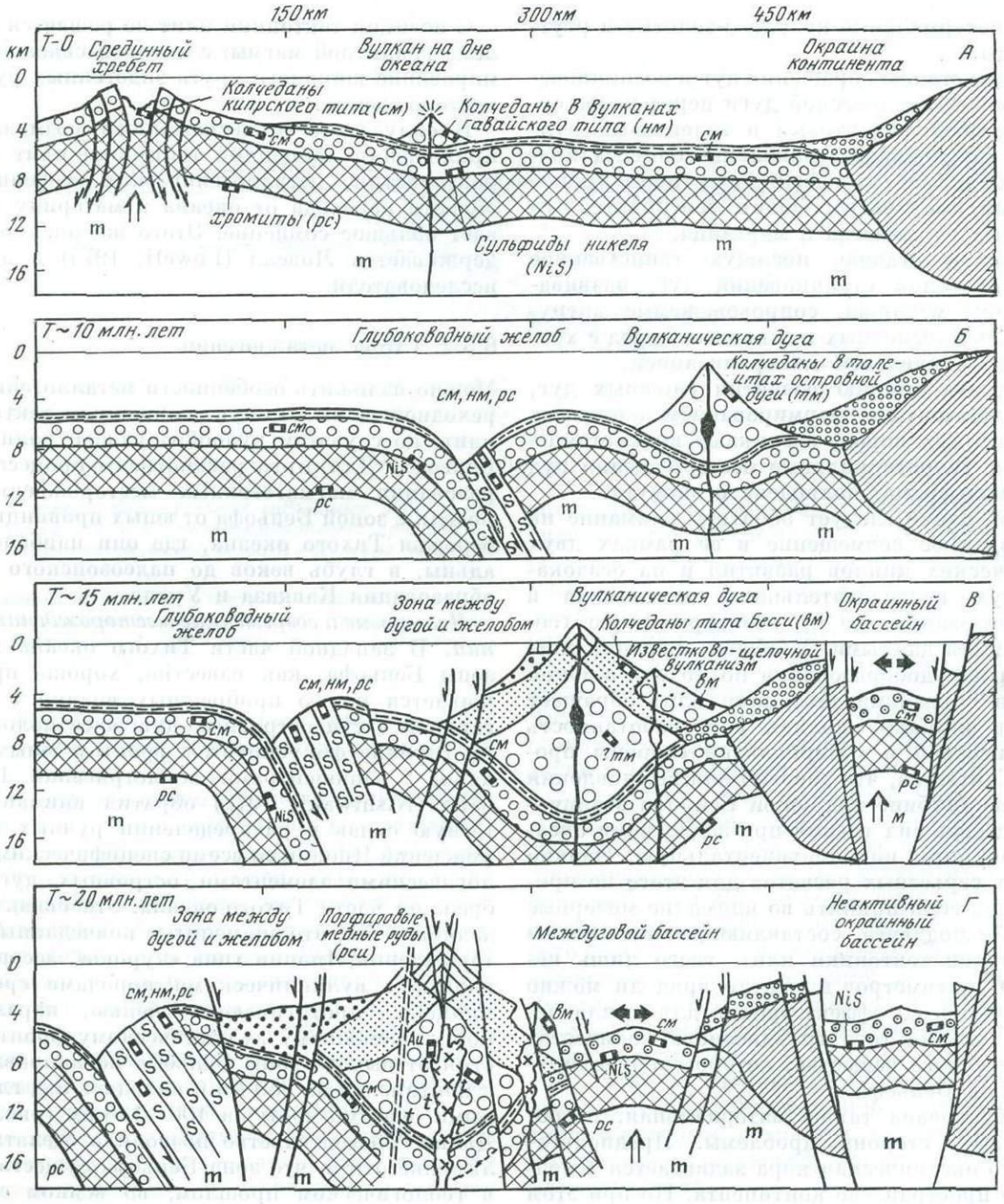
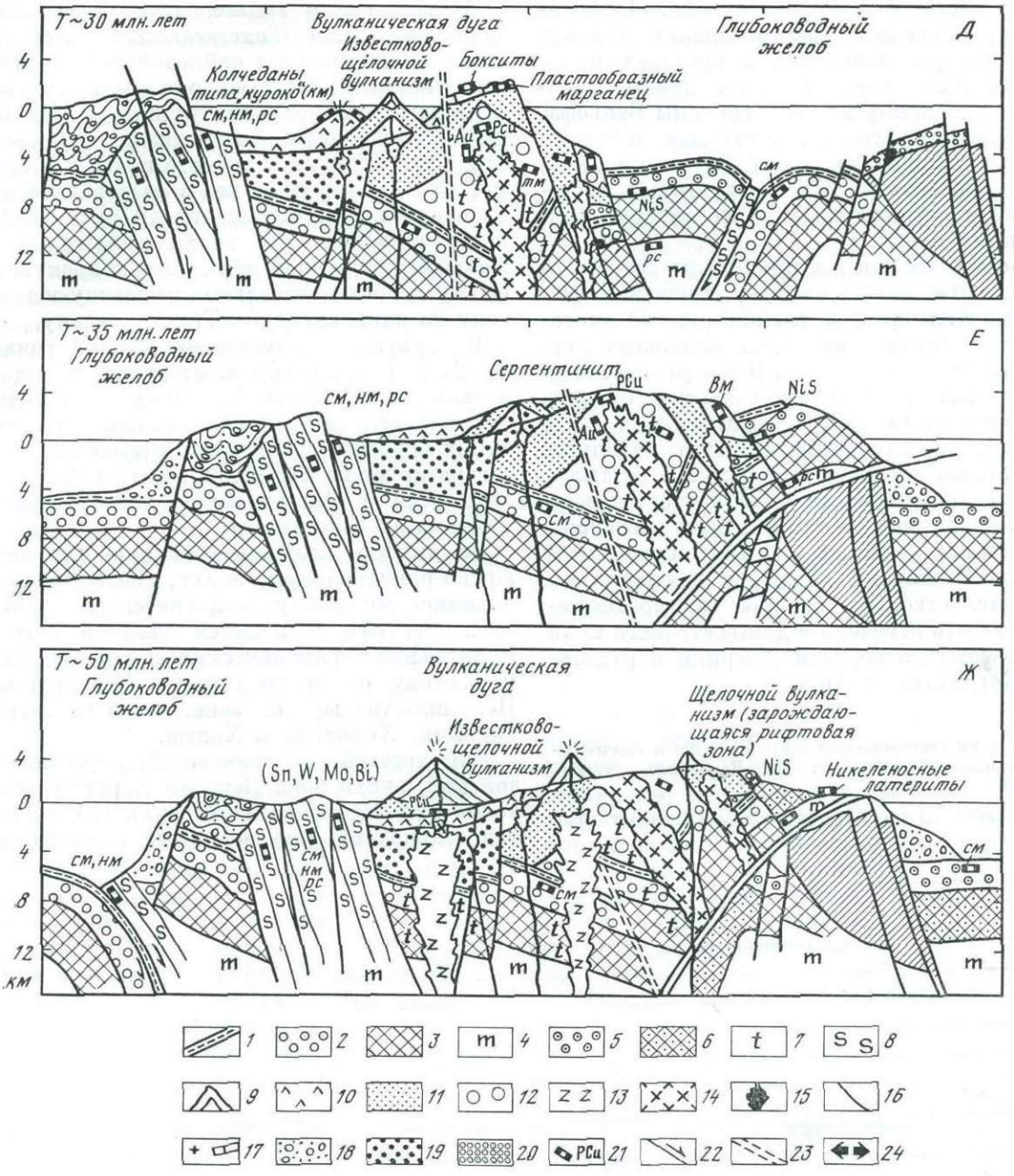


Рис. 6.4. Схематические разрезы через развивающуюся островную дугу. По Митчелу и Беллу (Mitchell, Bell, 1973)

А — первая стадия: преддуговое внедрение вещества океанической коры и верхней мантии, формирование месторождений колчеданов кипрского и гавайского типов, хромитов и, вероятно, сульфидов никеля. *Б* — вторая стадия: подводный вулканизм, развитие первичной дуги; возможно образование колчеданов в толеитовых лавах островной дуги. *В* — третья стадия: субаэральный и подводный вулканизм; колчеданные руды типа Бесси. *Г* — четвертая стадия: плутоническая активность, затухающий вулканизм, сбрасообразование и раскалывание дуги рифтовыми зонами; возникновение гранодиоритовых плутонов в вулканической дуге; формирование месторождений порфировых медных руд, золота и ртути. *Д* — пятая стадия: обращение (инверсия) дуги и образование новой вулканической дуги; формирование в дацитах колчеданных руд типа «куроко», комплексных золото-серебряных руд и окисных руд железа и марганца. *Е* — шестая стадия: столкновение дуг; образование колчеданов кипрского типа, хромитов, а также сульфидов никеля в зонах офиолитового меланжа. *Ж* — седьмая стадия: развитие сложных дуг и внедрение гранитов; формирование некоторых типов руд-



ных залежей, которые встречаются также в более древней вулканической дуге; подъем гранитных плутонов, сопровождающийся олово-вольфрам-молибден-висмутовой минерализацией. *1 — 3* — офиолитовые породы океанической коры: *1* — пелагические отложения, *2* — подушечные отложения, *3* — габбро и долериты; *4* — офиолитовые породы верхней мантии — ультраосновные породы; *5, 6* — кора окраинного бассейна: *5* — подушечные отложения, *6* — габбро и долериты; *7* — высокотемпературный метаморфизм; *8* — меланж и глаукофановые сланцы; *9—16* — породы вулканической дуги: *9* — субаэральные лавы и пирокластические породы, *10* — подводные дациты, базальтовые андезиты и вулканическая брекчия, *11* — подводные грязевые потоки, турбидиты, оползни, туфы, глинистые сланцы, *12* — подушечные лавы и незначительное количество обломочных пород, *13* — гранитовые плутоны, *14* — гранодиоритовые и диоритовые плутоны, *15* — комплексы базальтовых даек и силлов, *16* — дайки; *17—19* — отложения фациальной среды дуги: *17* — рифы и рифовые осыпи, *18* — меланж дуги или континентальный флиш, *19* — отложения дуг и туфы; *20* — континентальный флиш; *21* — рудные месторождения; *22* — нормальные или обратные сбросы (активные отмечены стрелкой); *23* — сбросо-сдвиги; *24* — разрастание окраинного бассейна. *T* — от 0 до 50 млн. лет — время с начала эволюции дуги

связью с неогеновой зоной Беньофа. Наиболее юные вулканогенные месторождения сульфидов и серы располагаются в пределах пояса новейших вулканических пород, прямо подчиняясь современному положению зоны Беньофа.

Нишиваки полагает, что сходная ситуация могла существовать еще ранее, в палеозое, когда была образована цепь колчеданных месторождений, приуроченная к палеозойскому вулканическому поясу.

Распространяя эти наблюдения на все западное побережье Тихого океана, Нишиваки воссоздает картину распределения рудных месторождений в связи с позицией островных дуг, океанических впадин и зоны Беньофа (рис. 6.6). По этой схеме в океанической части субпараллельно островным дугам вытягиваются цепи месторождений, ассоциированных с базальтоидными вулканическими породами. В их тылу, уже по краю континента, протягивается мощный пояс оловянных и вольфрамовых месторождений, ассоциированных с гранитоидным магматизмом. Нишиваки обращает внимание на то обстоятельство, что сходное взаимоотношение может быть отмечено и для восточного края Тихого океана по берегам Америки в рудных поясах Кордильер и Анд.

Рис. 6.5. Схема соотношения зоны Беньофа и колчеданных месторождений Японии. По Нишиваки (Nishiwaki, 1972)

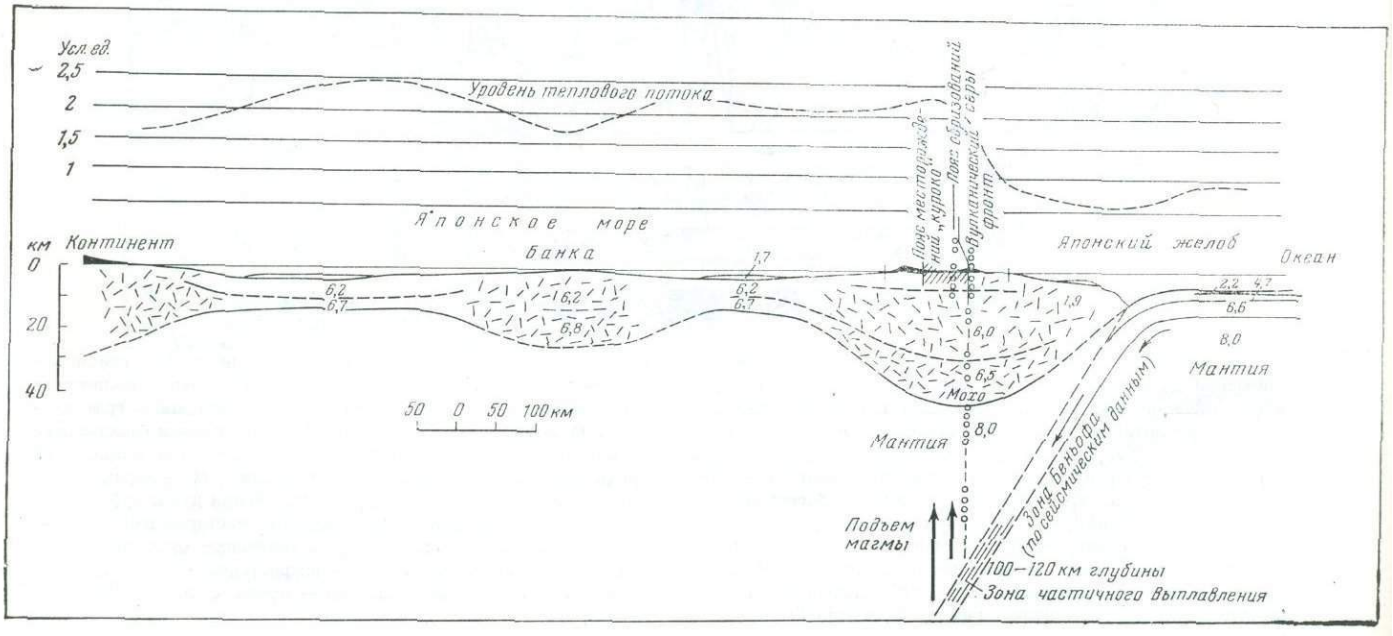
Цифры на схеме (1,7—8,0) — скорости продольных волн (в км/с)

Мезозойские и кайнозойские месторождения западной части Тихоокеанского пояса. Идеям о связи неогеновой и кайнозойской металлогении Японии с зоной Беньофа соответствуют результаты исследования группой Л. П. Зоненшайна тектоники, магматизма и металлогении Тихоокеанского рудного пояса на территории СССР и к югу от нее в мезозойское и кайнозойское время (Зоненшайн, 1973). Л. П. Зоненшайн выделяет три эпохи заложения зоны Беньофа, погружающейся под Сибирскую платформу и последовательно смещающуюся к востоку по направлению к Тихому океану.

В первую, раннемезозойскую или триасово-юрскую эпоху, которая, очевидно, может быть названа киммерийской, выход зоны Беньофа фиксируется эвгеосинклинальными магматическими породами, протягивающимися полосой с севера на юг из Анюйской зоны на Северо-Востоке СССР в Сихотэ-Алинь, далее на острова Тайвань и Калимантан.

Во вторую, позднемезозойскую или позднеюрско-раннемеловую, эпоху, соответствующую альпийскому циклу геологического развития, зона Беньофа намечается полосой эвгеосинклинальных вулканических пород, сдвинутой к востоку от предыдущей и фиксируемой в Пенжино-Анадырской зоне, затем на островах Сахалин, Хоккайдо и Хонсю.

Для третьей, позднемезозойско-раннекайнозойской, эпохи зона Беньофа маркируется полосой эвгеосинклинальных вулканических пород, сдвинутой еще восточнее и проходящей



из Корякской зоны на Камчатку, затем вдоль восточной половины островов Японии на Филиппины.

Всем этим базальтоидным вулканогенным образованиям свойственны типичные вулканогенно-осадочные и вулканогенно-метасоматические месторождения колчеданных руд железа, меди и цинка, а также окисных руд железа и марганца; в их же пределах известны магматические рудопроявления хромитов и титаномагнетитов.

Л. П. Зоненшайн отмечает, что по отношению к выходу зоны Беньофа, фиксируемому поясом эвгеосинклинальных вулканических пород и соответствующих рудных месторождений, намечается зональное размещение специфических геологических элементов, связанных с ними магматических пород и сопутствующих магматогенных руд. Эти зоны повторяются от эпохи к эпохе и таким образом определяют устойчивость всей металлогенической ситуации вне зависимости от времени ее проявления. Расположение этих зон по отношению к тыловой части зоны Беньофа следующее.

1. Эвгеосинклинальная зона с вулканическими и плутоническими породами базальтоидной магмы, сопровождающимися вышеупоминавшимися вулканогенно-метасоматическими, вулканогенно-осадочными и магматическими рудными месторождениями.

2. Зона тылового прогиба со слабыми признаками магматизма и эндогенного рудообразования.

3. Зона гранитоидов с развитием плутонических и вулканических пород гранитной магмы и порожденными ими постмагматическими месторождениями олова и вольфрама, а также руд свинца и цинка, молибдена и золота.

4. Зона щелочных плутонических и вулканических пород с постмагматическими редкометальными месторождениями.

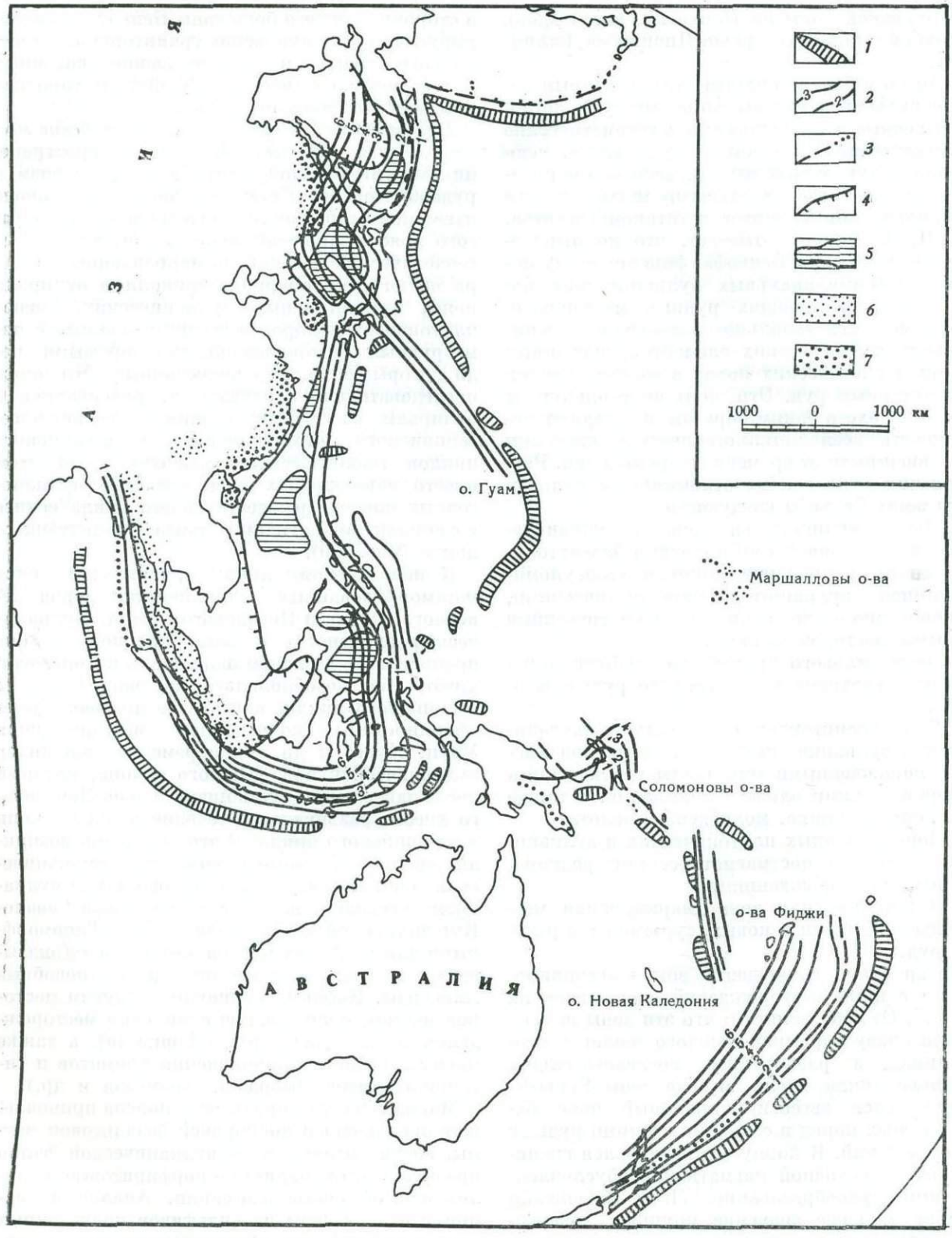
5. Телетермальная зона, маркируемая месторождениями мышьяковых, сурьмяных и ртутных руд.

Общая схема размещения зон и ассоциированных с ними месторождений изображена на рис. 6.7. От себя заметим, что эти зоны не возникали сразу в рамках каждого геологического цикла, а развивались последовательно. В начале цикла вдоль выхода зоны Беньофа формировался эвгеосинклинальный пояс базальтоидных пород и связанных с ними рудных месторождений. К концу его развивался гранитоидный и щелочной магматизм и обусловленное ими рудообразование. Л. П. Зоненшайн придает большое значение крупным поперечным разломам трансформного типа, уходящим в сторону висячего бока зоны Беньофа, контролирующим проникновение гранитоидного и щелочного магматизма и размещение связанных с ним постмагматических рудных месторождений, как это показано на рис. 6.8.

Палеозойские, мезозойские и кайнозойские месторождения Кавказа. Попытка распространения модели с зоной Беньофа на магматизм и рудообразование Кавказа основана на хорошо известной особенности этого мощного складчатого пояса, заключающейся в том, что в ходе геологической истории по направлению с севера на юг закономерно возникали и отмирали пояса базальтоидных вулканических, менее плутонических пород и ассоциированных с ними рудных месторождений, типоморфными среди которых являются колчеданные. Эти пояса последовательно зарождались, развивались и отмирали на ранних стадиях каледонского, герцинского, киммерийского и альпийского циклов геологического развития. При этом вместо закончивших свое развитие вулканогенных поясов предшествующего цикла южнее возникали аналогичные пояса последующего цикла (рис. 6.9).

К каледонскому циклу принадлежат пояса метаморфизованных вулканических пород Северного склона и Передового хребта. Вулканическая активность в зоне Северного склона прекратилась в раннем палеозое, а в Передовом хребте она возобновилась на ранней стадии герцинского цикла, когда в ее пределах были сформированы колчеданные месторождения Уруп, Худес и др. Одновременно заложился вулканический пояс Южного склона, который после завершения вулканизма в зоне Передового хребта развивался в течение ранней стадии киммерийского цикла. В это же время возникла мощная Сомхето-Карабахская вулканическая зона. К началу альпийского цикла вулканизм сместился еще южнее, образовав Севано-Курдистанский магматогенный пояс. Типоморфными для всех этих поясов по-прежнему оказываются колчеданные месторождения, подобные Алаверды, Кафану, Маднеули и другим месторождениям, более редкие скарновые месторождения магнетитовых руд (Дашкесан), а также магматические рудопроявления хромитов и титаномагнетитов (Шорджа, Арамазад и др.).

Магматические породы всех поясов принадлежат производным подкоровой базальтовой магмы, среди которых в их вулканической фации преобладают субмаринные порфиритовые и спилит-кератофировые формации. Анализ вариаций изотопов серы из сульфидов колчеданных месторождений всех перечисленных поясов сви-


1
2
3
4
5
6
7
1000 0 1000 км
о. Гуам
Маршалловы о-ва
Соломоновы о-ва
о-ва Фиджи
о. Новая Каледония
АВСТРАЛИЯ

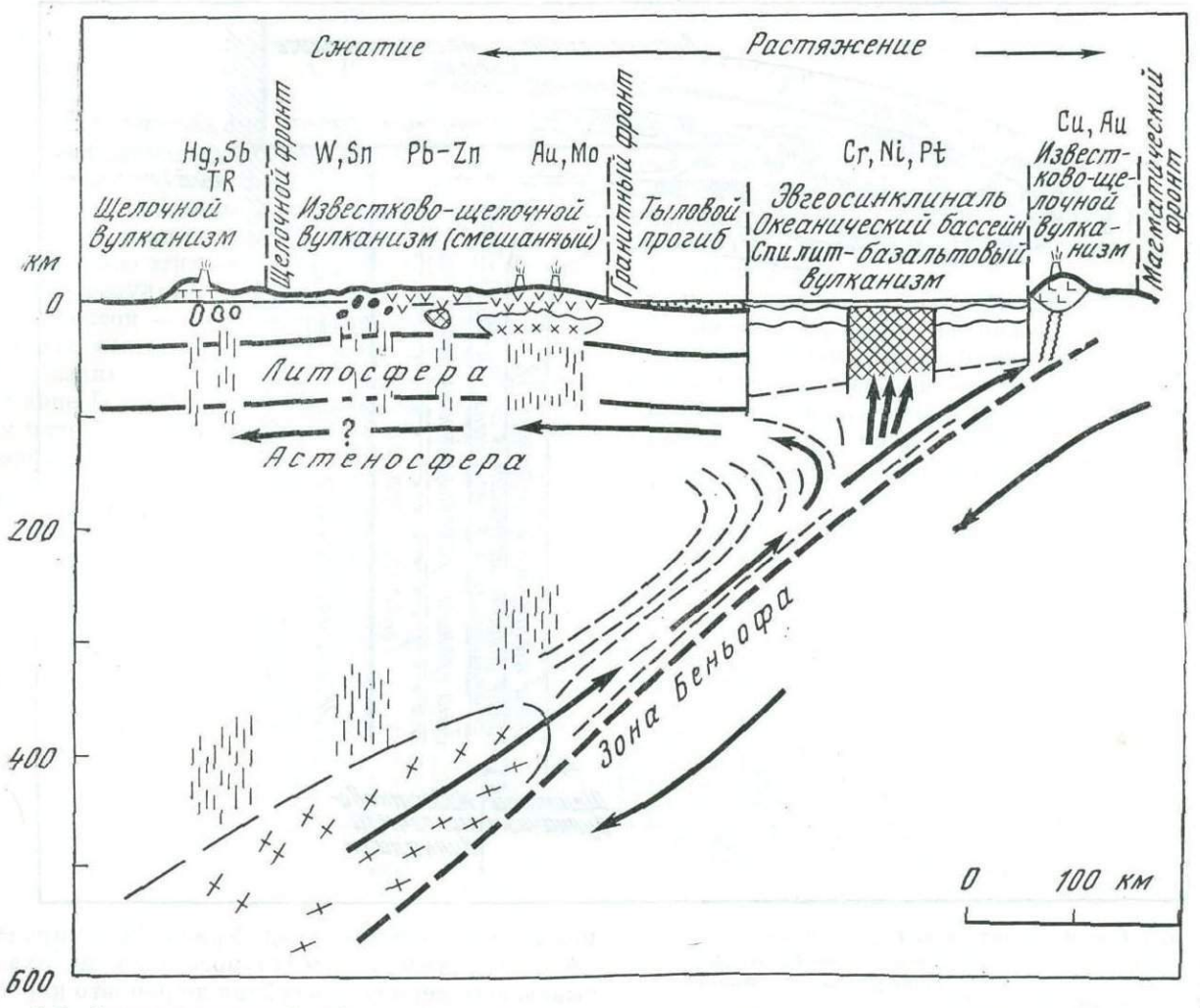


Рис. 6.6. Схема соотношений рудных поясов с геологическими элементами зоны перехода от Тихого океана к континенту. По Ниишваки (Nishiwaki, 1972)

1 — океанические желоба; *2* — изолинии глубины зоны Беньофа (1, 2, 3... соответствуют 100, 200, 300... км); *3* — кайнозойские вулканические цепи; *4* — береговая линия континента в позднемеловое и раннетретичное время; *5* — участки океанической коры в краевых морях между островной дугой и континентом; *6* — зоны минерализации олова и вольфрама; *7* — то же с вулканической активностью в третичное время

Рис. 6.7. Связь магматизма и рудообразования в западной части Тихоокеанского пояса с зоной Беньофа. По Л. П. Зоненшайну (1973)

детельствует об их гомогенном ювенильном подкоровом источнике (Гриненко и др., 1973).

Мы не располагаем надежными данными о наклоне разломов, контролирующих формирование вулканических поясов Кавказа и связанных с ними рудных месторождений. Но принимая во внимание их глубинный характер, обеспечивавший питание приповерхностных зон земной коры на территории Кавказа мантийным материалом, а также по аналогии с современным положением зон Беньофа можно думать, что они склонялись к северу, уходя вначале под край Восточно-Европейской (Русской) платформы, а затем под края причленяющихся к ней консолидированных структур молодых эпигерцинской и эпиальпийской платформенных областей. Обращает на себя внимание то обстоятельство, что вулканические пояса каждого цикла существовали парами: при отмирании северного пояса южный возрождался в следующем цикле геологического развития одновременно с заложением второго, еще более южного пояса, вновь образующих пару поясов. При этом геосинклинальный магматизм и рудообразование скачкообразно смещались к югу, а в наращиваемых краях Русской платформы проявлялись процессы тектонической, магма-

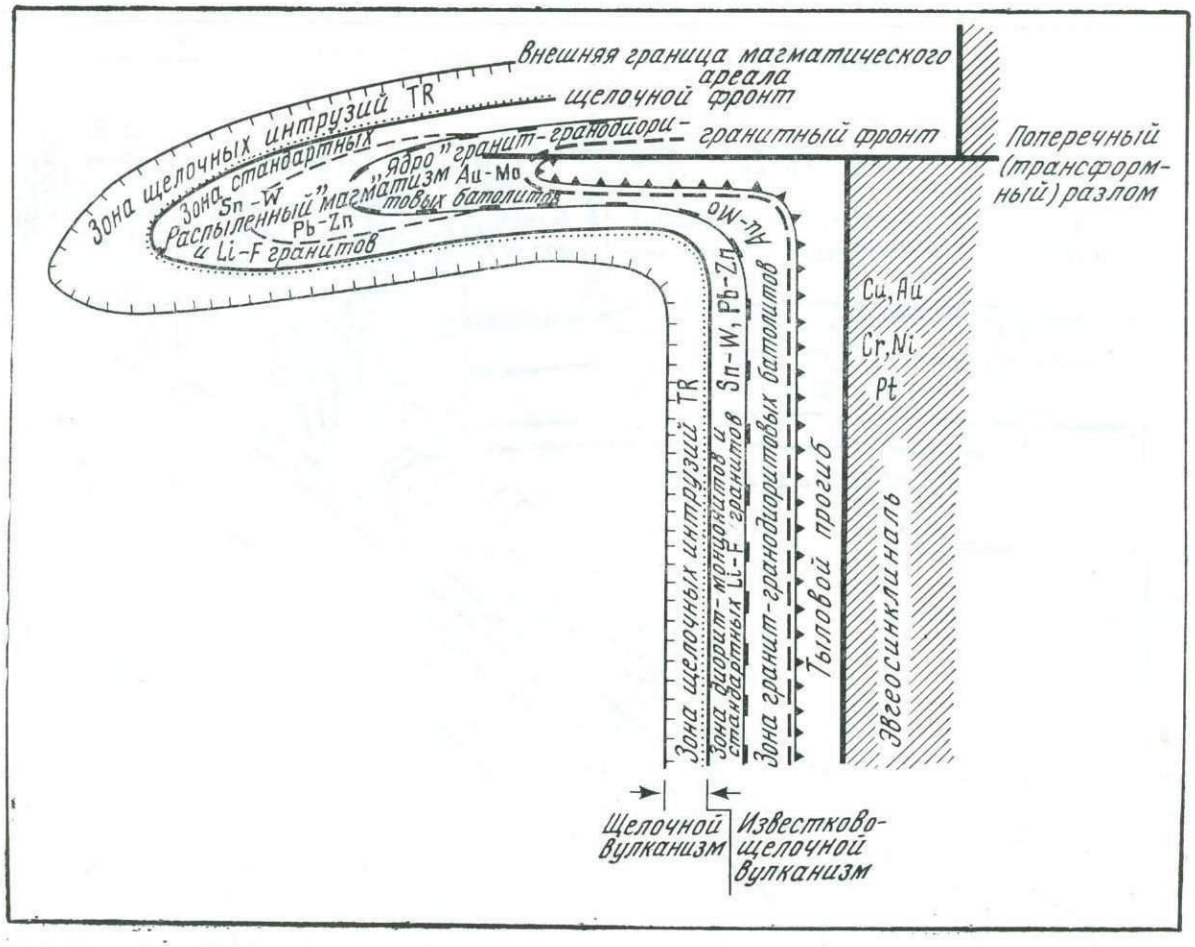


Рис. 6.8. Схема проникновения гранитоидного и щелочного магматизма и связанного с ним рудообразования вдоль континентального трансформного разлома. По Л. П. Зоненшайну (1973)

тической и металлогенической активизации, приводившие к возникновению эндогенных рудных месторождений на площадях завершенной складчатости в пределах молодых платформ (Твалчрелидзе, 1972).

Палеозойские месторождения Урала. В открытой части палеозойского Урала известно четыре пояса зеленокаменных пород, сложенных метаморфизованными вулканическими и плутоническими породами базальтоидного происхождения. По новейшим данным, в низах их мощных разрезов преобладают диабазовые и перекрывающие их альбитофировые формации, а в верхних частях — серии пород, сходных с андезито-базальтами островных дуг (Иванов и др., 1972). В их пределах, как известно, заключены известные колчеданные месторождения меди и цинка, а также месторождения скарновых магнетитовых руд Урала. Формировались они в течение длительного времени, охватывающего период от кембрия до раннего карбона включительно. При этом интенсивность вулканической активности и сопутствующего рудообразования смещалась с запада на восток. В связи с этим в западных частях Урала известны, например, силурийские колчеданные месторождения, в центральных — наиболее значительны девонские, а на востоке — раннекаменноугольные. В соответствии с этим можно предполагать, что в случае развития вулканизма и сопутствующего ему рудообразования по модели с зоной Беньофа такие зоны закладывались вначале в западной части Урала, затем развивались в порядке, отступающем к востоку. Судя по тому, что зоны Беньофа обычно смещаются в сторону, противоположную направлению их падения, они должны были погружаться к западу под край Русской платформы, что наиболее согласуется с общей композицией зон Беньофа. В этом случае положение верхнепалеозойских гранитоидов Урала со стороны ви-

сячего бока наиболее поздней зоны Беньофа окажется совершенно естественным.

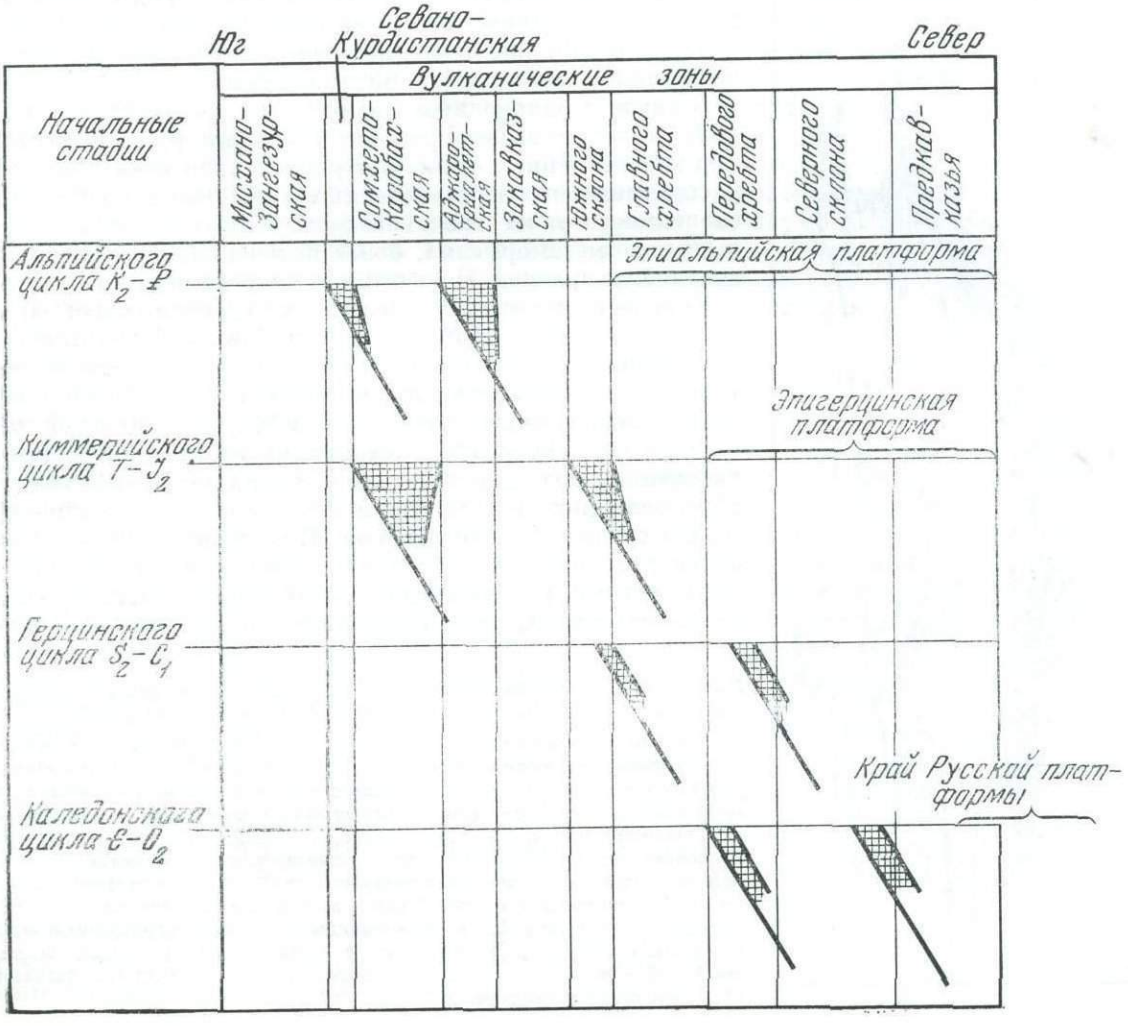
К такого рода заключению пришли также М. Б. Бородаевская и А. И. Кривцов (1974), выделившие в пределах палеозойского Урала тыльные, внутренние и внешние структурно-магматические зоны островных дуг, контролируемых поверхностью Беньофа (рис. 6.10). В целом герциниды Уральской складчатой системы на ранних стадиях своего развития, по заключению этих авторов, могут рассматриваться как результат последовательного — с запада на восток — вовлечения в геосинклинальный процесс все новых участков океанического ложа, взаимодействующих с палеоконтинентом по зоне Беньофа и наращивающих его к востоку путем формирования все более молодых островных дуг.

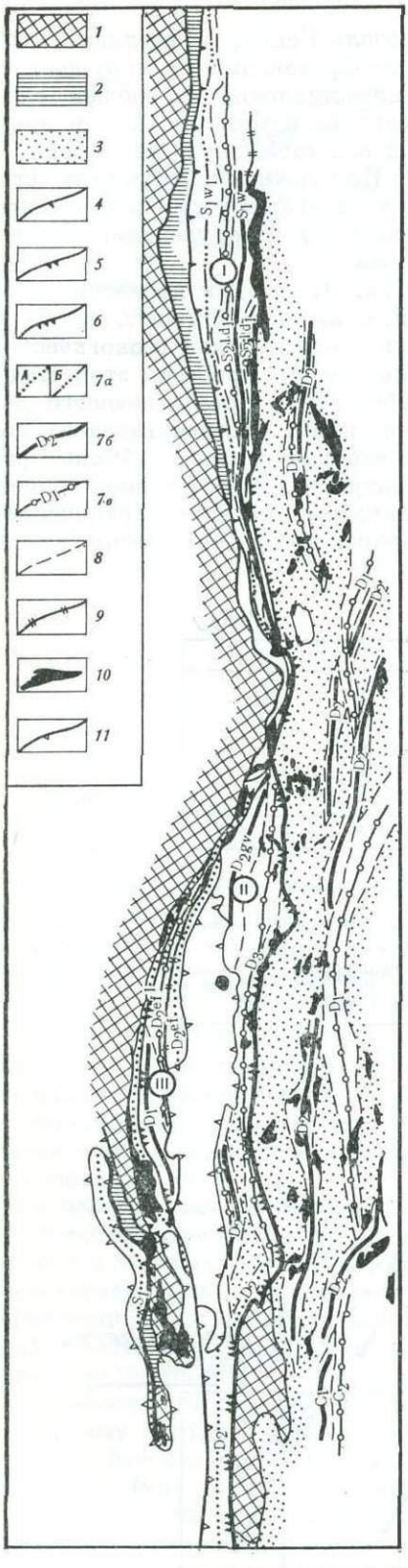
Рис. 6.9. Схема смещения рудоносных вулканогенных поясов Кавказа от каледонского до альпийского цикла по модели с зоной Беньофа. Составил В. И. Смирнов

6.3.3. Общая схема развития

Приложение модели Беньофа к взглядам о магматогенном рудообразовании не нарушает существующих представлений об общей схеме развития магматизма и металлогении в пределах складчатых областей, хотя существенно ее корректирует. По-прежнему сохраняет свою силу мнение о трех главных стадиях развития складчатых областей и их оруденения: ранней, средней и поздней.

Ранняя стадия. Эта стадия является наиболее длительной, охватывающей до $^3/_4$ всего времени геосинклинального цикла геологического развития. Геологические процессы этой стадии протекали в обстановке преобладающего растяжения земной коры, обеспечивающего поступление на ее верхние уровни глубинных расплавов и их продуктов. В этот период времени вдоль края платформы на коре океанического типа закладывались крупные разломы типа зо-





ны Беньофа. Вдоль разломов развивался подводный ареальный вулканизм, сопровождающийся внедрением расплавов, относящихся, как и вулканический материал, к образованиям базальтоидной магмы. Суммарная мощность возникавших при этом вулканических толщ достигает нескольких километров, что свидетельствует о заметном опускании дна линейной структуры, выполняемой вулканическими породами. В этот период времени возникали одна крупная формация вулканических и три плутонические формации магматических пород с сопровождающими их типоморфными рудными месторождениями. Эти формации, как известно, следующие.

1. Формация субмаринных вулканогенных спилит-кератофировых и порфиритовых пород андезитовой магмы, с которой ассоциированы вулканогенно-метасоматические и вулканогенно-осадочные месторождения колчеданных руд меди, цинка, свинца и окисных руд железа и марганца, а также гидротермальные месторождения ртути и комплексных золото-серебряных руд.

2. Формация перидотитовых пород с магматическими месторождениями хромитов, осмия, иридия.

3. Формация габбро-пироксенитовых пород с магматическими месторождениями титаномагнетитов, платины, палладия.

4. Формация плагиогранит-сиенитов со скарновыми месторождениями железной и медной руды.

В связи с однородным ювенильным источником магматических пород и ассоциированных с ними рудных месторождений перечисленные формации удивительно идентичны для всех рассматриваемых вулканогенных рудоносных поясов мира вне зависимости от их геологического возраста, отличаясь лишь степенью метаморфизма, более интенсивной для древних образований по сравнению с юными месторождениями.

Породы всех вышеперечисленных рудоносных формаций, как уже указывалось, принадлежат глубинной базальтовой магме. Их накопление скорее всего связано с непосредственным поступлением магматического материала мантийного происхождения, вероятно претерпевшего дифференциацию той или иной степени в промежуточных очагах, часто с последующим преобразованием под влиянием авто- и аллометаморфизма, обычно обусловленного воздействием агрессивных постмагматических горячих щелочных растворов. Прогибание ложа вулканического рва возможно обусловливалось проседанием над такого рода очагами, разгружавшимися от заполнявшего их магматического материала. Это прогибание ко второй половине ран-

Рис. 6.10. Палеореконструкция герцинид Уральской геосинклинальной области. По М. Б. Бородаевской и А. И. Кривцову (1974)

1 — выходы докембрийского основания; *2* — нижнеордовикские образования; *3* — верхнеордовикско-нижнесилурийские вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования, формационно не расчлененные; *4—6* — границы: *4* — развития вулканогенных образований Тагильско-Медногорской эвгеосинклинали, *5* — Восточно-Уральской эвгеосинклинали, *6* — Магнитогорской эвгеосинклинали; *7* — структурно-формационные зоны: *7а* — тыльные, не активизированные в связи с последующим вулканизмом (*А*) и частично активизированные (*Б*), *7б* — внутренние, *7в* — внешние (индексами возраста обозначено время завершения становления соответствующих вулканогенных формаций); *8, 9* — границы: *8* — структурно-формационных зон, *9* — разновозрастных островных дуг; *10* — гипербазиты; *11* — наложенные прогибы. I—III — островные дуги: I — Тагильская, II — Восточно-Магнитогорская, III — Западно-Магнитогорская

ней стадии охватывало соседнее пространство, особенно со стороны висячего бока зоны Беньофа, вовлекая в него краевую часть прилегающей платформы. Однако этой области вулканизм ранней стадии, как правило, не достигал и краевые прогибы выполнялись мощными толщами терригенных и хемогенных осадков. Так, еще на ранней стадии геосинклинального развития возникали эвгеосинклинальная, или базальтофильная, океаническая и миогеосинклинальная, или гранитофильная, континентальная зоны, предопределявшие их конечный металлогенический облик.

Средняя стадия. Эта сравнительно кратковременная стадия периода главных фаз складчатости резко отличается от ранней стадии, но играет столь же решающую роль в развитии складчатых областей.

В среднюю стадию происходит инверсия геологического режима и процессов геосинклинального развития. Обстановка преобладающего растяжения земной коры сменяется обстановкой преобладающего сжатия. Режим относительно спокойного накопления плутонических, вулканических и осадочных толщ сменяется периодами их деформации. При этом миогеосинклинальные и эвгеосинклинальные зоны ведут себя по-разному. На общем фоне складчатости в миогеосинклинальных зонах часто происходит инверсия с обращением их синклинорной структуры в антиклинорную. В эвгеосинклинальных зонах такое обращение обычно не отмечается, а тектонические напряжения реализуются в массовом развитии зон тесной складчатости, распрессованности и надвигов с возникновением меланжа (Пейве, 1972). В эту стадию все виды магматизма в эвгеосинклинальных частях обрываются, а в миогеосинклинальных зонах расцветает гранитоидный магматизм с образованием батолитических масс калий-натровых пород.

Магматогенные месторождения ранней стадии, свойственные эвгеосинклинальным зонам, вместе с вмещающими их породами претерпевают региональный метаморфизм и деформации, а магматогенные месторождения средней стадии, присущие гранитоидам миогеосинклинальных зон, только зарождаются и интенсивных деформаций этой стадии не испытывают.

Достаточно удовлетворительного объяснения причин инверсии всего геологического режима на средней стадии геосинклинальных циклов не известно. Нет также достаточно удовлетворительного объяснения причин прекращения к этому времени базальтоидного магматизма и смены его гранитоидным, со смещением магматической активности из эвгеосинклинальных в миогеосинклинальные части подвижных областей. Однако если базальтоидный магматизм ранней стадии чаще всего рассматривается как следствие подъема вдоль зон Беньофа ювенильных мантийных расплавов, то гранитоидный магматизм скорее всего определяется процессами палингенеза, обусловленными восходящими потоками горячих щелочных растворов на прилегающих площадях, особенно со стороны висячего бока этих зон. Возможно, такое смещение магматической активности обусловлено тем, что в обстановке преобладающего сжатия на средней стадии геосинклинальных циклов зоны Беньофа оказывались закрытыми, лишенными должной проницаемости, и потоки глубинного вещества и энергии отклонялись от них, устремляясь по сопряженным структурам преимущественно в сторону висячего бока.

Тенденция к гранитизации отмечается уже к концу ранней стадии, когда под воздействием поствулканических щелочных растворов начинается заметный щелочной метасоматоз вулканогенных и иных толщ эвгеосинклиналей. Однако классические граниты при этом за счет базальтоидных пород не возникают. Они формируются позднее, среди существенно терригенных толщ миогеосинклиналей, которые по своему составу более соответствуют такому процессу. Возникавшие при этом калий-натровые гранитоиды средней стадии геосинклинального цикла, являющиеся производными палингенной гранитной магмы, необходимо строго отличать от натровых гранитоидов ранней стадии — производных ювенильной базальтоидной магмы. Облик связанных с ними месторождений также различен. Для плагиогранитов ранней стадии характерны скарновые месторождения железных и медных руд. Наиболее типоморфными месторождениями гранитоидов средней стадии являются пегматитовые, грейзеновые и высокотемпературные гидротермальные месторождения оловянных и вольфрамовых руд. С ними ассоциируют скарновые и гидротермальные месторождения других металлов, состав которых меняется для складчатых областей различных провинций, что вполне увязывается с представлением о палингенной природе миогеосинклинальных гранитоидов, ассимилировавших разные осадочные толщи, содержащие в различных местах неодинаковые концентрации разнообразных рудных элементов.

Поздняя стадия. В истории формирования складчатых областей эта стадия наименее определенная как по хронологическим рамкам,

так и по характеру геологических процессов. Все же ее возможно намечать по ряду свойственных ей признаков. Она продолжается после завершения главных фаз складчатости до начала следующего геологического цикла. К этому времени породы подвижной зоны оказываются смятыми, уплотненными и консолидированными. Тектонические деформации реализуются преимущественно в форме крупных разломов, среди которых существенную роль начинают играть не только продольные, но и поперечные разломы, перекрывающие всю область только что завершенной складчатости, проникающие за ее пределы в краевую часть платформы, фиксируя здесь процессы тектонической и связанной с ней магматической и металлогенической активизации. В эту стадию возникают две главные формации магматических пород и связанных с ними магматогенных рудных месторождений.

1. Формация гипабиссальных интрузий сложного состава, сопровождаемая плутоногенными грейзеновыми, скарновыми и гидротермальными рудными месторождениями.

2. Формация эффузивных, обычно наземных пород, преимущественно андезит-дацитового и липаритового состава, с сопутствующими вулканогенными гидротермальными месторождениями. С этими формациями поздней стадии связана главная масса постмагматических, особенно гидротермальных месторождений руд цветных, редких, благородных и радиоактивных металлов.

К рассматриваемому времени зона Беньофа утрачивает значение единой геологической структуры, контролирующей магматизм и рудообразование. Магматизм и рудообразование рассеиваются по большому количеству частных структур, вскрывающих магматические очаги разного уровня и состава, определяющих разнообразие магматических пород и состава рудных месторождений, возникающих на поздней стадии геологических циклов.

Региональная зональность. В ходе преобразования мобильной геосинклинали в относительно стабильную складчатую область возникает упорядоченное размещение магматогенных рудных месторождений, обусловленное региональной металлогенической зональностью. Детали ее рассматривались ранее (Смирнов, 1965). В данном случае для нас важно отметить наличие трех генеральных элементов, возникающих в ходе геосинклинального развития и определяющих региональный порядок размещения рудных месторождений: 1) эвгеосинклинальной зоны или зон ранней стадии, 2) миогеосинклинальной зоны или зон средней стадии, 3) сети рудоконтролирующих разломов поздней стадии.

Эвгеосинклинальные зоны, возникавшие с самого начала геосинклинального развития на коре океанического типа и характеризующиеся породами ювенильной мантийной базальтоидной магмы, с которыми тесно ассоциированы свойственные им магматические и поствулканические рудные месторождения, чрезвычайно отчетливо выделяются в резко подавляющем большинстве складчатых областей мира.

Миогеосинклинальные зоны, формировавшиеся в основном в период главных фаз складчатости на коре континентального типа и выделяющиеся изверженными породами палингенной гранитной магмы с сопровождающими их постмагматическими рудными месторождениями, более расплывчаты в их границах, но все же достаточно определенно могут быть намечены в большинстве складчатых областей.

Сеть разномасштабных и разноориентированных разломов, возникающая в завершающую стадию формирования складчатых областей, накладывается как на эвгеосинклинальные, так и на миогеосинклинальные зоны, уходя за их пределы в краевую часть прилегающих платформ. Она не образует строго ограниченной единой узкой зоны, чередующейся с другими металлогеническими зонами, выступает в виде каркаса, перекрывающего всю складчатую область и края платформ. Вследствие этого некоторые исследователи склонны рассматривать эти разломы обособленно от истории преобразования геосинклиналей в складчатые пояса (Карпова, 1968). Поскольку такие рудоконтролирующие разломы исторически завершают преобразование геосинклинали в складчатую область, группируются на территории складчатой области и формируются до начала следующего геосинклинального цикла, их вполне уместно рассматривать как наиболее поздние образования геосинклинального цикла, чрезвычайно важные для постмагматического рудообразования этого времени.

Большинство складчатых областей проходит через несколько геосинклинальных циклов геологического развития и относится к полигеосинклинальным образованиям. Однако обычно в этом случае последующие геосинклинали закладываются не в пределах только что возникших областей завершенной складчатости, а рядом с ними, смещаясь во фронтальную часть первоначальной зоны Беньофа, как это, например, было показано для Тихоокеанского

пояса, Кавказа и других металлогенических провинций. Поэтому последующие геосинклинальные процессы не перестраивают заново область предшествующей геосинклинали, а расширяют ее, повторяя ранее возникшие элементы на новой, молодой основе. Так возникают полигеосинклинальные складчатые области с чередованием рудоносных зон сходного состава, но относящихся к последовательным металлогеническим эпохам непрерывно омолаживающихся геосинклинальных циклов геологического развития. Общая схема региональной зональности полигеосинклинальных складчатых областей нарушается лишь рудоконтролирующими разломами поздних стадий геосинклинальных циклов, перекрывающих не только область завершенной складчатости данного цикла, но проникающих также и в зоны складчатости, завершенной в предшествующие циклы геосинклинального режима.

Отношение к классической схеме металлогении. Изложенная схема металлогенического развития с определяющим значением зоны Беньофа является всего лишь моделью, учитывающей новейшие достижения в области планетарной геологии и геофизики. Она не исключает анализ и других моделей, в частности классической схемы геосинклинального магматизма и металлогении, ее вариантов и антиподов. Однако из всего сказанного выше со всей очевидностью следует, что обрисованная схема металлогении по модели с зоной Беньофа не нарушает основные положения классической схемы геосинклинального магматизма и металлогении, а расширяет их, приводя в соответствие с современным состоянием геологии. Возможно, в некоторых случаях в качестве генеральной структуры, определявшей длительный геосинклинальный магматизм и рудообразование, могли выступать не прообразы зоны Беньофа, а другие планетарные элементы, дифференциация и классификация которых на данной стадии исследований пока затруднена.

В связи с тем, что зона Беньофа является важнейшим элементом гипотезы плитовой тектоники, может сложиться впечатление, что все вышеизложенное, касавшееся металлогенического анализа по модели с зоной Беньофа, использует идеи и укрепляет позиции этой новейшей теории глобальной геологии. Чтобы предупредить подобного рода суждения, следует прямо и твердо отметить, что схема геосинклинальной металлогении с рудоконтролирующим значением зоны Беньофа не вытекает из гипотезы плитовой тектоники, особенно ее крайних представлений, ничего не добавляет к аргументам в защиту этого новейшего геологического течения и вполне может существовать не затрагивая его основ.

Выводы

1. Особенности металлогении области перехода от океана к континенту можно рассматривать и с позиции тектоники плит и минуя эти концепции.

2. Определение условий рудообразования по модели тектоники плит с задвиганием океанической коры под край континента как первоосновы магматических и рудообразующих процессов не в состоянии объяснить все особенности геологии и металлогении переходной зоны.

3. Пограничная область, контролируемая зоной Беньофа, может служить прообразом планетарных структур, определявших магматизм и металлогению геосинклинальных областей палеозоя, мезозоя и кайнозоя, как это показано на примерах Тихоокеанского пояса, Кавказа и Урала.

4. На ранней стадии геосинклинального развития вдоль структур типа Беньофа, закладывавшихся на коре океанического типа, формировались эвгеосинклинальные зоны со свойственными им базальтоидным магматизмом и рудообразованием; на средней стадии на коре континентального типа со стороны висячего бока структуры Беньофа формировалась миогеосинклинальная зона с гранитоидным магматизмом и рудообразованием; на поздней стадии возникала сеть независимых разноориентированных рудоконтролирующих разломов, перекрывающих эвгеосинклинальную и миогеосинклинальную зоны и проникавших в краевую часть платформы.

6.4. Особенности металлогении континента

В строении континента для целей металлогенического анализа необходимо различать фанерозойские складчатые области геосинклинального происхождения, дофанерозойские основания платформ, их фанерозойский чехол и зоны тектоно-металлогенической активизации.

6.4.1. Месторождения геосинклинальных складчатых областей

На всем протяжении развития мобильных геосинклиналей и их постепенном превращении в относительно стабильные складчатые провин-

ции формируются эндогенные и экзогенные рудные месторождения. Однако условия образования различных групп месторождений существенно отличаются на разных стадиях превращения геосинклиналей в складчатые области. В истории формирования складчатых областей на месте геосинклиналей Г. Штилле, А. Д. Архангельский, В. В. Белоусов и другие ученые-геологи выделяют три главные стадии, эволюцию магматизма и металлогении которых наиболее глубоко исследовал Ю. А. Билибин (1959). Это ранняя, средняя и поздняя стадии геосинклинального развития.

Ранняя стадия. Ранняя стадия, или как ее еще иногда называют начальная (доскладчатая) или собственно геосинклинальная стадия, охватывает промежуток времени от заложения геосинклинали до главных фаз складчатости, приводящих к инверсии геосинклинального режима. Она определяется наличием глубоких расколов, проникающих в подкоровое пространство, по которым поступает обильный материал базальтовой магмы. Вдоль расколов, в устойчиво прогибающемся ложе геосинклинали, накапливаются мощные толщи вулканогенно-осадочных и осадочных пород, пронизанные интрузиями ультраосновного и основного состава. Со всеми тремя комплексами пород ранней стадии геосинклинального развития — интрузивными, эффузивными и осадочными — связаны особые группы полезных ископаемых.

Среди магматических пород и обусловленных ими месторождений полезных ископаемых этой стадии можно выделить четыре формации.

Формация субмаринных вулканогенных спилито-кератофировых и порфиритовых пород, с которой ассоциируют специфические приповерхностные метасоматические и переходные вулканогенно-осадочные месторождения колчеданных руд меди, цинка, свинца, а также барита, окисных руд железа и марганца.

Формация перидотитовых пород с магматическими месторождениями хромитов, а также некоторых элементов платиновой группы (осмий, иридий).

Формация габбровых пород с магматическими месторождениями титаномагнетитов и других элементов платиновой группы (платина, палладий).

Формация плагиогранит-сиенитов, для которой очень характерна ассоциация скарновых месторождений железной и медной руды.

Среди осадочных пород ранней стадии геосинклинального режима выделяются пять главных формаций и связанных с ними месторождений полезных ископаемых.

Обломочная формация конгломератов, песчаников, алевролитов и глин, используемых в качестве строительных материалов.

Карбонатная (известняковая) формация с пластовыми залежами осадочных месторождений лимонитовых и карбонатно-окисных руд марганца, бокситов и так называемых пластовых или массивных фосфоритов, известняков и доломитов.

Шамозитовая формация с характерными для нее силикатными рудами железа и отчасти марганца.

Кремнистая или яшмовая формация, представленная разного рода роговиками, иногда содержащими убогую железную и марганцевую руду.

Битуминозная, или аспидная, формация, сложенная битуминозными сланцами, с повышенным количеством в их составе рассеянного органического вещества и тяжелых металлов, последние связаны в большинстве своем в форме сульфидов (железо, медь, цинк, молибден и др.), хотя известны и окисные соединения (уран, ванадий).

Условия формирования магматогенных месторождений полезных ископаемых ранней стадии геосинклинального развития схематически изображены на рис. 6.11, *а*.

Средняя стадия. Средняя (*соскладчатая*), или батолитовая, стадия геосинклинального развития (рис. 6.11, *б*) приходится на период главных фаз складчатости, приводящих к созданию на месте геосинклинали мобильной складчатой провинции. Она характеризуется сменой прогибания геосинклинального ложа его воздыманием, обычно вначале в осевой части в форме срединного поднятия, с последующим разрастанием приподнятой области к периферии геосинклинали. В эту стадию формируются крупные батолитические массы гранитоидов, разделяющихся на две формации (или субформации).

Формация умеренно кислых гранитоидов состава от габбро до гранодиоритов и гранитов, для которой типична ассоциация скарновых месторождений руд вольфрама (шеелита), а также гидротермальных месторождений золота, меди и молибдена, иногда свинца и цинка; типоморфными являются скарновые месторождения вольфрамовых руд.

Формация нормальных и крайне кислых гранитоидов состава гранитов-аляскитов, для которой осо-

Рис. 6.11. Схема расположения магматических формаций и связанных с ними месторождений полезных ископаемых ранней (а), средней (б) и поздней (в) стадий геосинклинального развития. Составил В. И. Смирнов

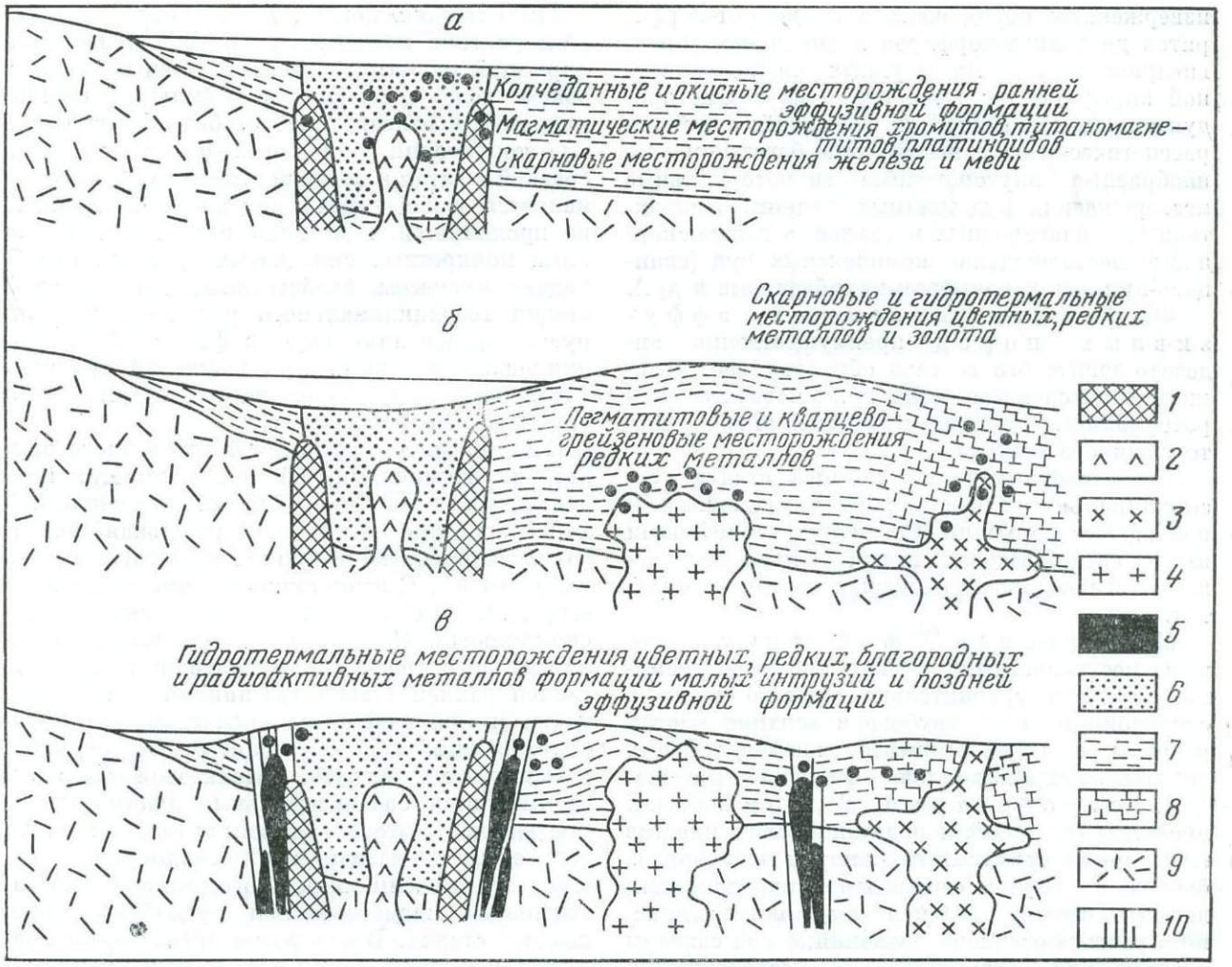
1 — формация перидотитовых и габбро-пироксенит-дунитовых пород с магматическими месторождениями хромитов, титаномагнетитов и платиноидов; *2* — формация плагиогранит-сиенитов со скарновыми месторождениями железа и меди; *3* — формация гранодиоритов со скарновыми и гидротермальными месторождениями редких цветных металлов и золота; *4* — формация гранитов с пегматитовыми и альбитит-грейзеновыми гидротермальными месторождениями редких металлов; *5* — формация малых интрузий с гидротермальными месторождениями цветных редких, благородных и радиоактивных металлов; *6* — формация субмаринных вулканических спилито-кератофировых и порфиритовых пород с гидротермальными и гидротермально-осадочными месторождениями цветных металлов и окисных руд железа и марганца; *7* — осадочные, преимущественно терригенные породы; *8* — осадочные породы со значительной долей карбонатных осадков; *9* — породы субстрата; *10* — зоны дробления

бенно характерна устойчивая ассоциация пегматитовых и альбититово-грейзеновых месторождений руд олова, вольфрама, тантала, лития, бериллия.

Среди осадочных пород на средней стадии геосинклинального развития ведущими можно назвать две формации: флишевую и каустобиолитовую.

Флишевая формация распространяется на крыльях геосинклинали за счет размыва быстро растущих центральных поднятий; с ней связан разнообразный комплекс дешевых строительных материалов — известняков, глин, мергелей, в том числе цементных.

Каустобиолитовая формация (или подформация) характеризуется глинисто-песчанистым составом с пластами го-



рючих сланцев, иногда углей; местами угленосные фации по простиранию переходят в битуминозные и даже нефтеносные толщи.

Флишевая формация обычно залегает ближе к областям поднятий, каустобиолитовая — сменяет ее по мере удаления от них.

Поздняя стадия. Поздняя (постскладчатая), или постбатолитовая, стадия геосинклинального развития (рис. 6.11, *в*) соответствует переходу мобильного складчатого пояса в молодую *неокрепшую платформу*. В эту *позднюю* переходную к платформенному режиму стадию образуется две магматические формации: малых интрузий и эффузивная андезито-дацитового состава, с которыми связаны плутоногенные и вулканогенные гидротермальные месторождения.

Формация малых интрузий обычно представлена серией гипабиссальных *изверженных пород состава от диорит-порфиритов* до гранит-порфиров и сиенит-порфиров, внедрившихся вдоль крупных расколов земной коры; она является одной из самых продуктивных магматических формаций; с ней парагенетически связаны крупные богатые и разнообразные плутоногенные гидротермальные месторождения руд цветных, редких, радиоактивных и благородных металлов, а также скарновые *месторождения комплексных руд* (свинцово-цинковые, вольфрам-молибденовые и др.).

Формация наземных эффузивных пород преимущественно андезито-дацитового состава обусловливает формирование специфических вулканогенных гидротермальных месторождений различного, часто *сложного состава*.

Для осадочных пород поздней стадии геосинклинального существования характерны разнообразные формации. Среди них важнейшими являются: молассовая, пестроцветная, соленосная и углеводородсодержащая песчано-глинистая.

Молассовая формация сложена пестроцветными песчано-конгломератовыми *породами сравнительно мелкого зерна* в основании и более грубого в верхних частях разреза; она содержит месторождения дешевых строительных материалов — галечника и песка.

Пестроцветная формация представляет собой чередование свит пластов глин, мелкозернистых песчаников и алевритов бордово-красной и серо-зеленой окраски, свидетельствующих о наличии окисно-закисного *режима осадкообразования*; с ней связаны осадочно-инфильтрационные месторождения железа, меди, ванадия и урана.

Соленосная, эвапоритовая или лагунная формация, в составе которой преобладают карбонатные глины, мергели и доломиты, характеризуется значительным накоплением каменной и калийных солей, а также гипсов и ангидрита; с ней иногда ассоциируют газонефтяные месторождения.

Углеводородсодержащая песчано-глинистая формация разделяется на две субформации: 1) угленосную, *содержащую месторождения ископаемых* углей, и 2) нефтеносную с нефтематеринскими битуминозными породами и газонефтяными месторождениями.

Сводный перечень формаций горных пород и ассоциированных с ними типоморфных месторождений, возникающих на ранней, средней и поздней стадиях геосинклинального развития, приведен в табл. 6.4.

Типы геосинклиналей. Вышеприведенная характеристика последовательности образования формаций магматических и осадочных пород в общем ходе превращения мобильных геосинклиналей в относительно стабильные складчатые территории при переходе от ранней к средней и затем к поздней стадиям их эволюции является обобщающей и нигде в полном объеме не проявляется. В истории развития тех или *иных конкретных складчатых областей преобладают* процессы, свойственные той или иной стадии геосинклинального развития, доминируют определенные группы формаций и ассоциированных с ними месторождений при приглушенном проявлении других формаций и групп полезных ископаемых.

Исследование особенностей эндогенного оруденения геосинклиналей показало, что наибольшее значение для их металлогенической характеристики имеет сравнительная интенсивность магматизма ранней и поздней стадий их развития. С этой точки зрения могут быть выделены две полярные разновидности геосинклиналей. К первым принадлежат геосинклинали с интенсивным магматизмом, металлогенией *ранней стадии геосинклинального развития* и приглушенным магматизмом и рудообразованием поздней стадии. В этих условиях доминируют продукты базальтовой магмы и формируются базальтофильные рудные месторождения. Ко вторым относятся геосинклинали со слабым магматизмом и металлогенией ранней стадии геосинклинального развития, но интенсивным магматизмом и рудообразованием *поздней стадии. В них резко преобладают* продукты гранитной магмы и формируются гранитофильные рудные месторождения. Примером

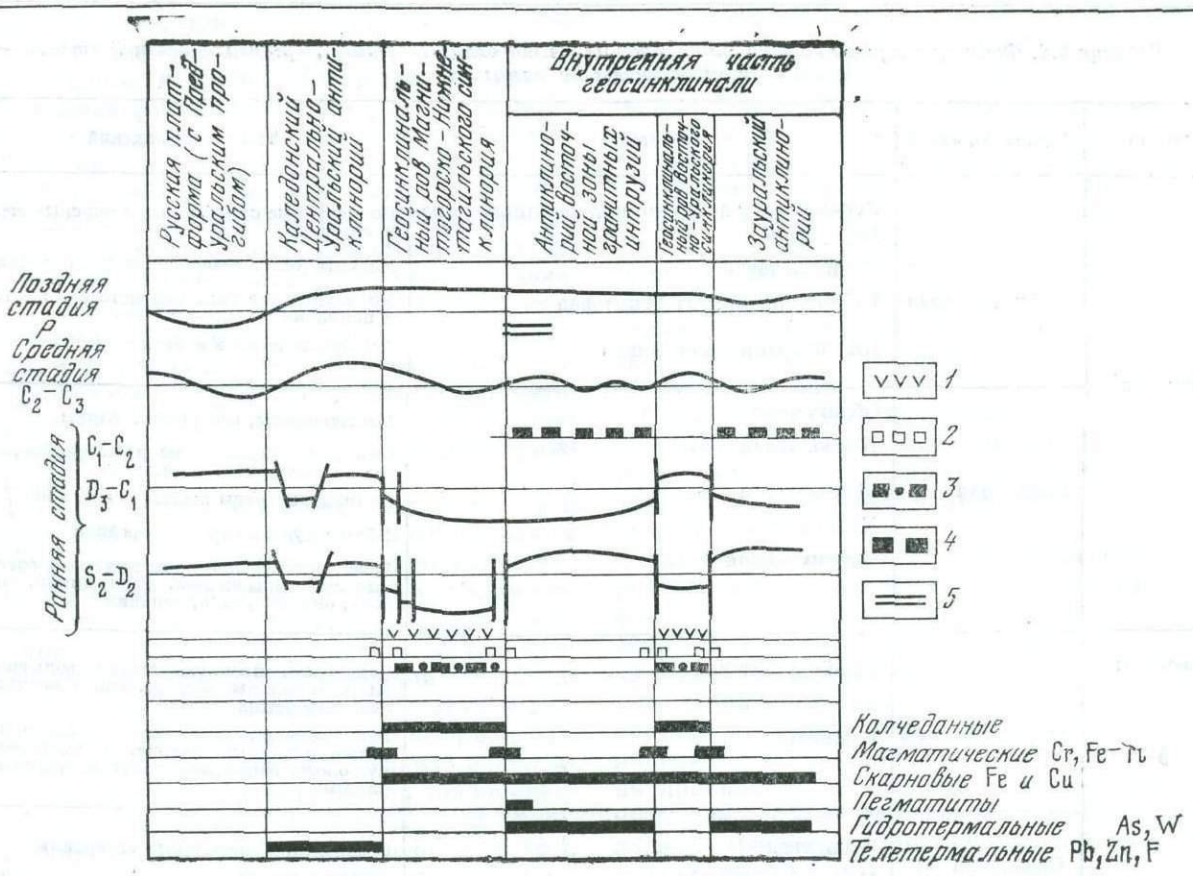
Таблица 6.4. Формации горных пород и типоморфные месторождения ранней, средней и поздней стадий геосинклинального развития

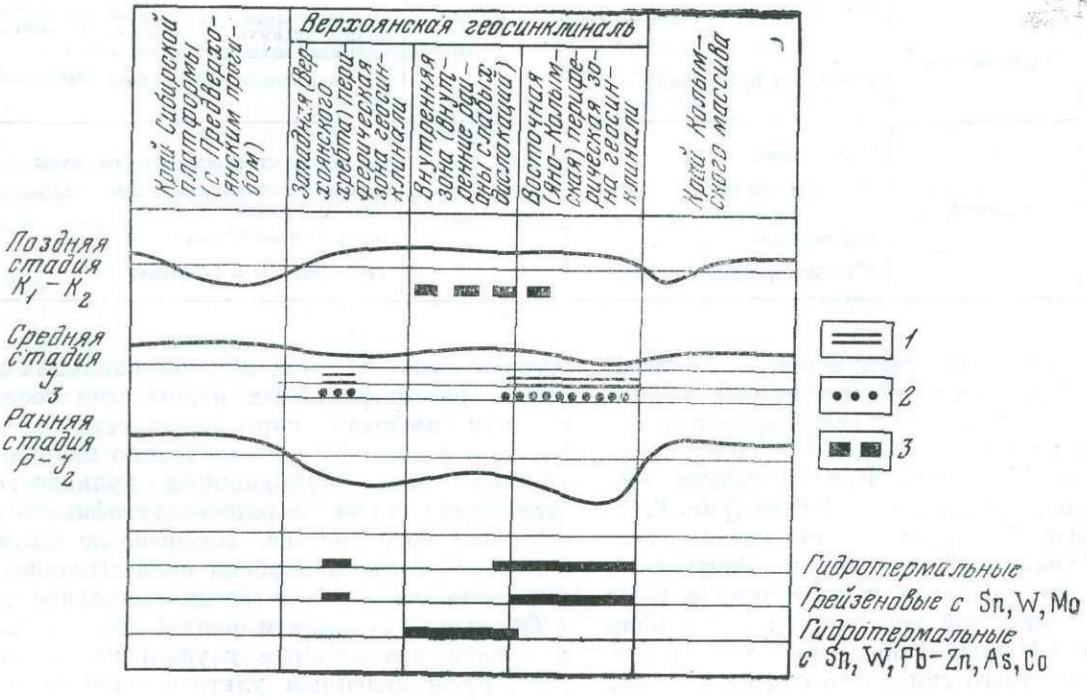
Стадия	Группа формаций	Формация	Тип месторождений
Ранняя	Магматическая	Субмаринная вулканогенная спилито-кератофировая	Колчеданные сульфидные и окисные железа и марганца
		Перидотитовая	Магматические хромитов, осмия и иридия
		Габбро-пироксенит-дунитовая	Магматические титаномагнетитов, платины, и палладия
		Плагиогранит-сиенитовая	Скарновые железа и меди
	Осадочная	Обломочная	Конгломераты, песчаники, глины
		Карбонатная	Окисные и карбонатные руды железа, марганца; фосфориты, известняки
		Шамозитовая	Силикатные руды железа и марганца
		Кремнистая	Убогие руды железа и марганца
		Битуминозная	Рассеянное органическое вещество, рассеянные сульфиды железа, меди, цинка, молибдена, окислы урана, ванадия
Средняя	Магматическая	Гранодиоритовая	Скарновые, преимущественно вольфрама; гидротермальные золота, меди и молибдена, свинца и цинка
		Гранитная	Пегматитовые, альбититово-грейзеновые и гидротермальные кварцевого парагенезиса руд олова, вольфрама, тантала, лития и бериллия
	Осадочная	Флишевая	Осадочные строительные материалы
		Каустобиолитовая	Горючие сланцы
Поздняя	Магматическая	Малые интрузии разнообразного состава	Плутоногенные гидротермальные месторождения, преимущественно сульфидного парагенезиса; комплексные скарновые
		Наземная вулканогенная	Вулканогенные гидротермальные месторождения
	Осадочная	Молассовая	Осадочные строительные материалы
		Пестроцветная	Осадочно-инфильтрационные железа, меди, ванадия, урана
		Соленосная	Эвапоритовые солей, гипса
		Углеводородсодержащая	Газонефтяные и угольные

первых может быть герцинская складчатая провинция Урала, а примером вторых — киммерийская складчатая область Верхоянья.

Базальтофильная геосинклиналь Урала. Ранняя стадия геосинклинального развития на Урале (рис. 6.12) была решающей в определении металлогенического облика этой провинции. Энергичные магматические процессы и связанное с ними рудообразование этой стадии заложили основы рудоносности Урала. В начальный этап ранней стадии (от позднего силура до среднего девона включительно) в узких геосинклинальных прогибах, рассматриваемых некоторыми геологами как площади коры океанического типа (Иванов и др., 1972), происходило накопление мощных толщ субмаринных вулканогенно-осадочных пород спилито-кератофирового и порфиритового состава. Позднее, от позднего девона до раннего карбона включительно, погружение охватило все геосинклинальное ложе.

Обильный вулканизм ранней стадии сопровождался интенсивным глубинным магматизмом, представленным ультраосновными и ос-


Русская платформа (с Предуральским прогибом)
Каледонский Центрально-Уральский антиклинорий
Геосинклинальный пояс Магнитогорско-Нижнетагильского синклинория
Внутренняя часть геосинклинали
Антиклинорий Восточной зоны гранитных интрузий
Геосинклинального пояса Восточно-Уральского синклинория
Зауральский антиклинорий
Поздняя стадия P
Средняя стадия C2 – C3
Ранняя стадия
C1 – C2
D3 – C1
S2 – D2
1
2
3
4
5
Колчеданные
Магматические Cr, Fe–Ti
Скарновые Fe и Cu
Пегматиты
Гидротермальные As, W
Телетермальные Pb, Zn, F


Край Сибирской платформы (с Предверхоянским прогибом)
Верхоянская геосинклиналь
Западная (Верхоянского хребта) перикратонная зона геосинклинали
Внутренняя зона (Внутренние рудоносные слабые дислокации)
Восточная (Яно-Колымская) перикратонная зона геосинклинали
Край Хальмысского массива
Поздняя стадия K1 – K2
Средняя стадия J3
Ранняя стадия P – J2
1
2
3
Гидротермальные
Грейзеновые с Sn, W, Mo
Гидротермальные
с Sn, W, Pb–Zn, As, Co

новными породами и их щелочно-кислыми дериватами. В течение этой стадии были сформированы: 1) формация субмаринных эффузивов с серно- и медноколчеданными месторождениями вулканогенных синклинориев Урала; 2) формация гипербазитов с магматическими месторождениями хрома, платины и платиноидов; 3) формация габбро с магматическими месторождениями ильменито-магнетитовых руд; 4) формация плагиогранитов и сиенитов, представляющих крайне кислые и щелочные дифференциаты базальтоидных пород, со скарновыми месторождениями железа и меди (см. табл. 6.4).

Таким образом, на ранней стадии эволюции герцинской геосинклинали Урала возникли все возможные магматические формации и ассоциированные с ними месторождения полезных ископаемых, которые только могут образоваться на этой стадии.

Средняя стадия геосинклинального развития на Урале приходилась на период главных фаз складчатости среднего — позднего карбона.

Складчатость сопровождалась внедрением гранитных интрузий и сопутствующим им оруденением, интенсивность которого заметно ниже рудоносности ранней стадии. По масштабам оруденения с ранней стадией сопоставимы лишь процессы формирования крупных скарновых месторождений железных руд, как бы продолжающиеся за рамками времени ранней стадии.

Рис. 6.12. Схема эволюции Уральской герцинской геосинклинали, ее магматизма и металлогении. Составил В. И. Смирнов

1 — зоны накопления раннегерцинских вулканогенных пород и формирования связанных с ними колчеданных месторождений; *2—5* — зоны внедрения: *2* — раннегерцинских гипербазитов и базитов и формирования связанных с ними магматических месторождений руд хрома, титаномагнетитов и платиноидов, *3* — раннегерцинских плагиогранитов и сиенитов и формирования связанных с ними скарновых месторождений руд железа и меди, *4* — среднегерцинских гранитоидов и формирования связанных с ними скарновых месторождений руд железа, пегматитов и гидротермальных месторождений, *5* — позднегерцинских малых интрузий

Рис. 6.13. Схема эволюции Верхоянской киммерийской геосинклинали, ее магматизма и металлогении. Составил В. И. Смирнов

1—3 — зоны внедрения: *1* — малых интрузий диорит-порфиритов и гранит-порфиров предбатолитового комплекса и формирования связанных с ними гидротермальных месторождений, *2* — лейкократовых гранитов колымского комплекса и формирования связанных с ними пегматитовых и грейзеновых месторождений руд олова, вольфрама, молибдена, *3* — гранитоидов омсукчанского комплекса и формирования связанных с ними гидротермальных месторождений руд олова, вольфрама, свинца и цинка, мышьяка, кобальта

Остальные месторождения средней стадии, представленные гидротермальными месторождениями и рудопроявлениями арсенопирита и шеелита, значительно уступают оруденению ранней стадии.

Поздняя стадия полной консолидации складчатой области Урала приходится на пермское время и отличается слабо проявленными магматизмом и эндогенным рудообразованием. Только местами, вдоль зон разломов, внедрились дайки и мелкие штоки малых интрузий, сопровождавшиеся образованием гидротермальных месторождений, лишь предположительно относящихся к поздней стадии герцинского геосинклинального цикла.

Гранитофильная геосинклиналь Верхоянья. Ранняя стадия геосинклинального этапа развития этой геосинклинали (рис. 6.13) охватывает период времени от позднего карбона до средней юры включительно. В эту стадию происходило прогибание ложа геосинклинали, наиболее интенсивное в ее периферических частях и более слабое во внутренней зоне, которая вела себя с самого начала геосинклинального развития как жесткая, устойчивая масса. Магматизм и эндогенное рудообразование ранней стадии практического значения не имели. В среднюю стадию, соответствующую периоду главных фаз складчатости среднеюрской эпохи, в периферических частях Верхоянской геосинклинали образовались так называемые предбатолитовые малые интрузии состава кварцевых диорит-порфиритов и альбит-порфиров, сопровождавшиеся гидротермальным оруденением. Вслед за ними внедрилась интрузия лейкократовых гранитов колымского комплекса, что привело к созданию преимущественно пегматитовых и грейзеновых месторождений руд олова, вольфрама и молибдена. Поздняя стадия консолидации Верхоянской геосинклинали от ранней юры до позднего мела, может быть до палеоцена включительно, была наиболее продуктивной. Она характеризуется внедрением по поперечным расколам внутренней зоны гранитоидов омсукчанского комплекса, с некрупными, но обильными массивами которых ассоциированы гидротермальные месторождения руд олова, вольфрама, свинца и цинка, кобальта и мышьяка (арсенопирит).

Сравнительная характеристика магматизма и рудоносности базальтоидных и гранитоидных типов геосинклиналей приведена в табл. 6.5.

Между рассмотренными крайними по металлогенической характеристике типами геосин-

Таблица 6.5. Особенности металлогении геосинклиналей базальтоидного и гранитоидного типов

Стадии геосинклинального этапа	Базальтоидный тип	Гранитоидный тип
Магматические процессы		
Ранняя стадия		
Вулканические породы	Весьма развиты	Слабые
Гипербазиты и базиты	То же	»
Плагиограниты	»	Отсутствуют
Средняя стадия		
Гранодиориты	Развиты	Развиты
Граниты	Слабые	»
Поздняя стадия		
Малые интрузии	Слабые	Весьма развиты
Вулканические породы	»	Развиты
Интенсивность рудообразования		
Ранняя стадия	Весьма развито	Отсутствует
Средняя стадия	Присутствуют	Развито
Поздняя стадия	Весьма слабое	Весьма развито
Генетические группы месторождений		
Ранняя стадия		
Магматическая	Весьма развита	Отсутствует
Скарновая	Развита	»
Колчеданная	»	»
Средняя стадия		
Пегматитовые, альбититовые, грейзеновые, гидротермальные	Присутствуют	Присутствуют
Поздняя стадия		
Гидротермальные	Не развиты	Весьма развиты
Состав руд		
Типоморфные металлы	Железо, титан, хром, мед (золото)	Золото, серебро, олово, вольфрам, свинец, цинк, сурьма

клиналей располагаются переходные типы, не обладающие такой резкой поляризацией базальтоидного и гранитоидного магматизма.

Тектонические зоны геосинклиналей. Закономерная смена формаций горных пород, возникших на ранней, средней и поздней стадиях геосинклинального развития, в поперечном сечении складчатых провинций приводит к упорядоченному размещению ассоциированных с ними месторождений полезных ископаемых. При этом одни формации локализуются преимущественно в одних тектонических зонах складчатых областей, а другие — в других. Среди тектонических зон или секторов, составляющих складчатые провинции, возникшие на месте геосинклиналей, можно выделить: 1) внутренние зоны, 2) периферические зоны, 3) геосинклинальные рвы, 4) срединные массивы, 5) геосинклинальную раму, 6) передовые прогибы, 7) пограничные глубинные разломы.

Внутренняя зона отличается наибольшей глубиной прогибания на ранней геосинклинальной стадии развития. В ее пределах накапливаются геосинклинальные отложения наибольшей мощности по преимуществу тонкозернистых терригенных и терригенно-вулканогенных фаций силикатного состава. Эта зона характеризуется удивительно четким и повсеместно выдержанным магматизмом и металлогенией. В период главных фаз складчатости в область осевого поднятия, возникающего в пределах внутренней зоны, внедряются лейкократовые граниты и формируются ассоциированные с ними пегматитовые, альбититовые, грейзеновые и кварцевого парагенезиса гидротермальные месторождения со скоплениями руд олова, вольфрама, тантала, бериллия, лития, местами также молибдена, висмута, мышьяка (арсенопирит). Так образуются редкометальные пояса осевых частей складчатых провинций.

Периферические зоны характеризуются меньшей мощностью геосинклинальных толщ, сложенных преимущественно грубозернистыми терригенными осадками, чередующимися с вулканогенными и карбонатными отложениями. Периферические зоны служат ареной внедрения крупных батолитических масс гранитоидов средней стадии развития, преимущественно умеренно кислого состава. Кроме того, на поздней стадии в их пределах иногда внедряются малые интрузии. В отличие от внутренних зон перифирические геосинклинальные зоны не обладают повсеместно выдержанной магма-металлогенической характеристикой. Однако преобладающими и типоморфными для них являются умеренно кислые граниты средней стадии развития со скарновыми месторождениями вольфрама (шеелита), а также гидротермальными месторождениями руд меди, молибдена, золота, свинца и цинка.

Геосинклинальные рвы представляют собой узкие продольные ложбины в ложе геосинклиналей. Выше уже указывалось, что их природа может быть описана по модели с зоной Беньофа. Для них необычайно характерны субмаринная вулканогенная спилито-кератофировая и интрузивная плагиогранит-сиенитовая формации ранней стадии геосинклинального развития. С первой формацией связаны серно-колчеданные и медно-колчеданные месторождения, а со второй — скарновые месторождения руд железа, меди, иногда кобальта.

Срединные массивы являются блоками древних пород, заключенными в пределах внутренних зон складчатых провинций. Относительно небольшим срединным массивам, таким, например, как Центрального плато Франции или Буреинский в СССР, свойственны интрузии лейкократовых гранитов и ассоциированные с ними пегматитовые и альбитит-*грейзеновые месторождения редких металлов*, характерные для редкометальных поясов внутренних зон геосинклиналей. Более крупные срединные массивы типа Колымского на территории СССР, Родопского в Болгарии или плато Колорадо в Кордильерах США ведут себя как геосинклинальная рама.

Геосинклинальная рама наряду с месторождениями предшествующих эпох иногда содержит месторождения, сформированные в период развития обрамляющей ее геосинклинали. Глубина проникновения и интенсивность такого оруденения зависят от степени тектонической и магматической регенерации бортовых частей геосинклинали на разных стадиях ее развития. Магматизм и оруденение в регенерированных бортах геосинклиналей распространяются на различное расстояние (табл. 6.6.)

Таблица 6.6. Ширина некоторых геосинклиналей и оруденелых зон их обрамления

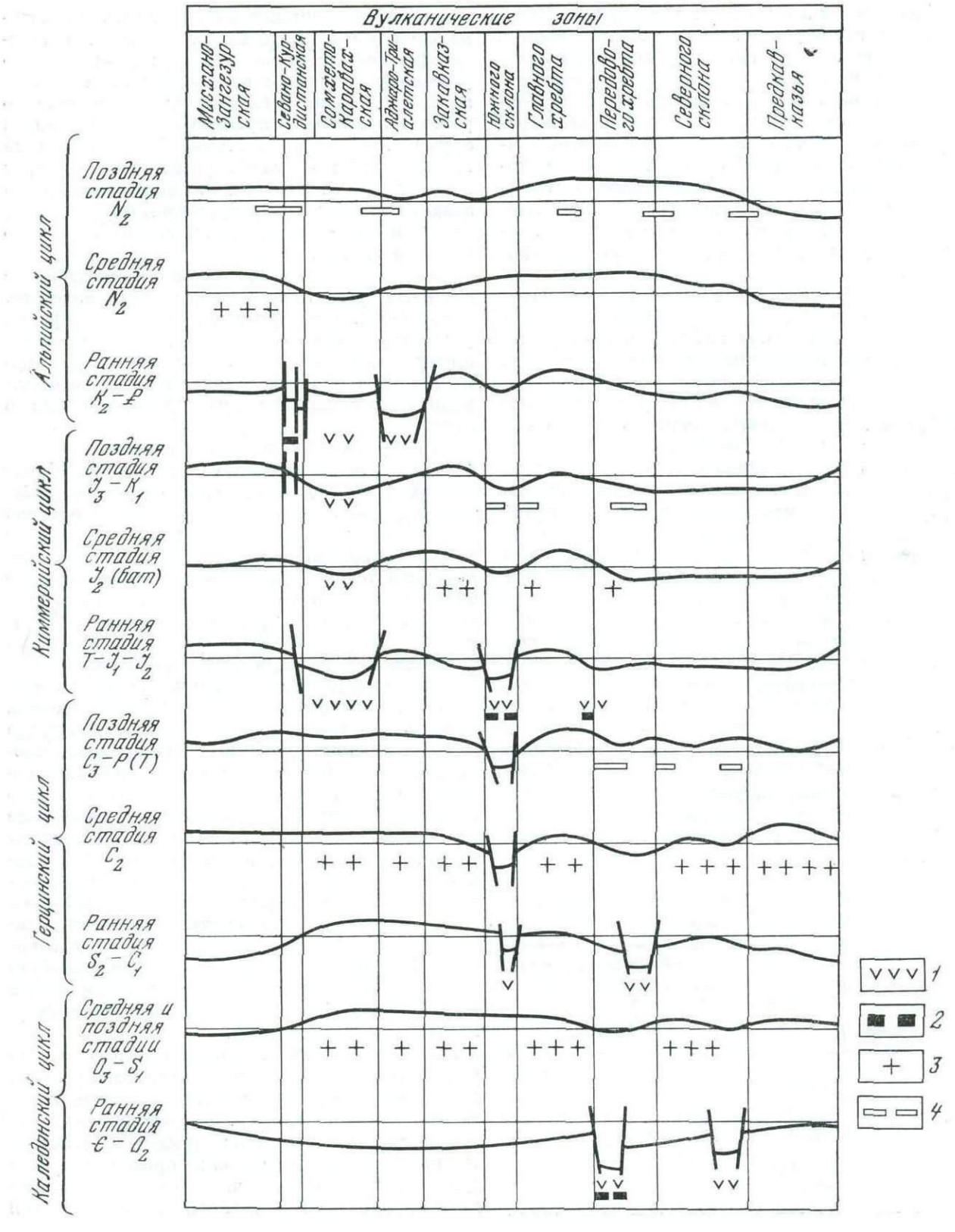
Геосинклиналь	Возраст	Ширина, км	Ширина оруденелой части рамы, км	Отношение ширины оруденелой части рамы к ширине геосинклинали, %
Уральская	Герцинский	350	65	18
Зайсанская	»	250	50	20
Южно-Тяньшаньская	»	150	50	33
Кавказская	Киммерийский	70	35	50

По степени интенсивности проявлений магматизма и рудообразования выделяются четыре типа геосинклинальных рам: 1) интенсивно регенерированные, с проявлениями магматизма и оруденения всех стадий; 2) ограниченно регенерированные, с проявлением магматизма и оруденения одной из стадий (обычно средней или поздней); 3) слабо регенерированные, с проявлением телемагматического оруденения поздней стадии; 4) с отсутствием изверженных пород и эндогенных месторождений данного цикла развития.

Передовые прогибы обычно не содержат эндогенных месторождений полезных ископаемых. Вместе с тем они служат ареной распространения таких важных групп экзогенных месторождений, как нефть, газ, каменная и калийные соли, осадочно-инфильтрационные скопления руд урана, ванадия и меди.

Пограничные глубинные разломы разграничивают структурно-фациальные зоны геосинклиналей, определяя соотношение различных мощностей и состав осадков в период формирования этих зон. Наиболее четко выраженными глубинными разломами являются зоны расколов, ограничивающие такие составные тектонические элементы геосинклиналей, как срединные массивы, внутренние зоны, геосинклинальные рвы и периферические зоны. Пограничные разломы, проникая на значительную глубину, открывают возможность внедрения вдоль них магматических пород и формирования связанных с последними эндогенных месторождений. Эти процессы протекают на ранней и на поздней стадиях геосинклинального развития; в среднюю стадию по пограничным глубинным разломам внедрение магматических пород и образование месторождений, как правило, не происходят. На ранней стадии вдоль разломов внедряются изверженные породы перидотитовой и габбровой формации, создавая магматические месторождения хромитов, титаномагнетитов и платиноидов. На поздней стадии пограничные глубинные разломы контролируют внедрение малых интрузий и ассоциированных с ними гидротермальных месторождений.

Полицикличность геосинклинального развития. Выше были рассмотрены основные условия возникновения месторождений полезных ископаемых в рамках одного цикла геосинклинального развития. Но такие моноцикличные складчатые пояса редки. Обычно они формируются в результате прохождения через несколько последовательных циклов геологического развития


Вулканические зоны
Мисхано-Зангезурская
Севано-Курдистанская
Сомхето-Карабахская
Аджаро-Триалетская
Западная
Южного склона
Главного хребта
Переводного хребта
Северного склона
Предкавказья
Альпийский цикл
Киммерийский цикл
Герцинский цикл
Каледонский цикл
Поздняя стадия N_2
Средняя стадия N_2
Ранняя стадия K_2-P
Поздняя стадия J_3-K_1
Средняя стадия J_2 (bat)
Ранняя стадия $T-J_1-J_2$
Поздняя стадия $C_3-P(T)$
Средняя стадия C_2
Ранняя стадия S_2-C_1
Средняя и поздняя стадии O_3-S_1
Ранняя стадия $\epsilon-O_2$
1
2
3
4

и относятся к категории полициклических образований.

Среди полициклических складчатых поясов намечается несколько разновидностей. Во-первых, пояса с ограниченным развитием ранних циклов, например Урал с его редуцированным каледонским и полным герцинским циклом развития. Во-вторых, пояса с ограниченным развитием поздних циклов, например Восточное Забайкалье с его полным герцинским и сокращенным киммерийским циклом. В-третьих, полицикличные пояса полного развития, примером которых может служить Кавказ с его каледонским, герцинским, киммерийским и альпийским циклами геосинклинального режима и корреспондирующим им металлогеническим эпохам.

Общая схема полицикличной эволюции кавказской геосинклинали, ее магматизма и металлогении изображена на рис. 6.14. Из этой схемы видно, что по мере сужения раннепалеозойской пангеосинклинали, локальные геосинклинальные прогибы постепенно, от цикла к циклу, отступали по направлению с севера на юг. С этим связано скольжение магматизма и рудообразования ранних стадий последовательных циклов развития в том же направлении.

Вместе с тем малые интрузии поздних стадий всех циклов охватывали все сечение Кавказа как в границах геосинклинального прогиба данного цикла, так и на территории со складчатостью, завершенной в предшествующие циклы. Поэтому в полицикличных областях полного развития наблюдается отчетливое поясовое размещение продуктов магматизма и рудообразования ранних и средних стадий, закономерно мигрирующих от ранних к поздним циклам развития. Но магматизм и эндогенное рудообразование поздних стадий охватывают все сечение складчатой области, перманентно накладываясь на нее от древних к юным циклам геологического развития.

Рис. 6.14. Схема эволюции Кавказской полицикличной геосинклинали, ее магматизма и металлогении. Составил В. И. Смирнов

1 — зоны накопления спилито-кератофировых и диабазовых пород и формирования связанных с ними колчеданных месторождений; *2—4* — зоны внедрения: *2* — перидотитов и габброидов ранней стадии и формирования связанных с ними магматических рудопроявлений хромитов и титаномагнетитов, *3* — гранитоидов средних стадий и формирования связанных с ними постмагматических месторождений, *4* — малых интрузий поздних стадий и формирования связанных с ними гидротермальных месторождений

6.4.2. Основание платформы

На Земле известно восемь древних, допалеозойских платформ: Восточно-Европейская (Русская), Сибирская, Северо-Американская, Бразильская (Южно-Американская), Африканская, Индийская, Китайская и Австралийская. В их строении различают три комплекса пород с соответствующими им группами месторождений полезных ископаемых: 1) основание, или нижний метаморфический ярус; 2) чехол, или верхний ярус платформенных осадочных пород; 3) изверженные породы зон активизации платформенного этапа.

Нижний метаморфический ярус особенно отчетливо проявлен в щитах, представляющих собой крупные антеклизы, в пределах которых породы платформенного основания выдвинуты к поверхности Земли. Метаморфические комплексы пород нижнего яруса и связанные с ними месторождения полезных ископаемых принадлежат архейской, протерозойской и рифейской эрам, охватывающим грандиозный интервал формирования земной коры от 3500 до 650 млн. лет, составляющий три четверти времени образования каменного панциря планеты. В архейскую эру преобладали палингенные магматические процессы, неблагоприятные для образования как магматогенных, так и осадочных полезных ископаемых. Поэтому для нее известны довольно редкие, преимущественно метаморфогенные месторождения железных и марганцевых руд, силлиманитовых, гранатовых и им подобных сланцев. Для протерозойской и особенно для рифейской эры ход формирования складчатых провинций на месте древнейших допалеозойских геосинклиналей близок к вышеописанным стадиям превращения пострифейских геосинклиналей в складчатые области палеозоя, мезозоя и кайнозоя. Сформированные в это время месторождения полезных ископаемых имеют ту же природу, но выявляемую с большим трудом из-за обычной высокой степени метаморфизма.

6.4.3. Платформенный чехол

Верхний ярус платформы, или платформенный чехол, сложен сравнительно маломощными и слабодислоцированными осадочными, реже эффузивно-осадочными породами, он характеризуется серией континентальных формаций и свойственных им месторождений полезных ископаемых. Среди таких формаций выделяются: песчано-глинистая, битуминозная, кварц-песчаная, карбонатная.

Песчано-глинистая формация широко распространена на платформах; с ней связаны месторождения углей, огнеупорных глин, бокситов, железных и марганцевых руд.

Битуминозная формация сложена в основном углеводородсодержащими черными сланцами, переходящими местами в горючие сланцы и нефтематеринские породы.

Кварц-песчаная формация сложена толщами кварцевых песков однообразного состава, местами она переходит в кварц-глауконит-фосфоритовую субформацию; она заключает месторождения кварцевых песков, глауконита и желваковых фосфоритов.

Карбонатная формация сложена преимущественно чистыми или доломитизированными известняками, местами переходящими в гипсово-доломитовую субформацию; с ней связаны месторождения известняков, доломитов, мергелей и гипсов.

6.4.4. Зоны тектоно-металлогенической активизации

На площадях некоторых платформ в послепротерозойское или даже в послерифейское время имели место значительные тектонические деформации, магматические процессы и обусловленное ими оруденение. По степени такой тектонической, магматической и металлогенической активизации древние платформы могут быть разделены на четыре группы: 1) интенсивно активизированные, 2) активизированные, 3) слабо активизированные, 4) неактивизированные.

Интенсивно активизированные платформы довольно редки. К ним относится восточная часть Китайской платформы, западная и южная части Африканской платформы. Восточный участок Китайской платформы сильно деформирован и проплавлен гранитными интрузиями вследствие энергичных иеншанских тектонических движений в конце юры и в начале раннего мела; с этими платформенными иеншанскими гранитами связаны гидротермальные месторождения руд олова, вольфрама, свинца и цинка. На юго-западе и юге Африки известны раннемезозойские лейкократовые граниты, сопровождающиеся оловянным, а также вольфрамовым, бериллиевым, сурьмяным и флюоритовым оруденением.

Активизированные платформы встречаются чаще. К ним принадлежат Балтийский щит Европейской платформы, Сибирская и Африканская платформы. Тела этих платформ в послерифейское время раскалывались глубокими разломами, по которым внедрялись магмы разного состава и формировались ассоциированные с ними эндогенные месторождения платформенного периода. Магматизм и рудообразование таких активизированных платформ различны для областей их поднятий и прогибов.

В областях прогибов с платформенным основанием, перекрытым слоистыми толщами синеклиз или грабенов, происходили внедрения преимущественно габброидных пород. С наиболее дифференцированными массивами этих пород связаны магматические сульфидные медноникелевые месторождения, скарновые и гидротермальные месторождения железной руды. В областях воздыманий активизированных платформенных оснований преобладали кислые интрузии обычно повышенной основности и щелочности. Этим интрузиям свойственны магматические месторождения фосфора, танталониобиевых и редкоземельных руд, а также гидротермальные месторождения золота, урана, иногда свинца и цинка. Вдоль стыка областей платформенного прогибания и воздымания, а также по окраинам платформ, обычно по крупным разломам, внедрялись производные перидотитовой магмы, представленные алмазоносными кимберлитами и ультраосновными щелочными интрузивными комплексами центрального типа с карбонатитами.

К слабо активизированным платформам относится южная часть Северо-Американской платформы. Здесь нет изверженных пород, но о металлогенической активизации основания этой платформы свидетельствуют распространенные в палеозойских породах осадочного чехла известные свинцово-цинковые месторождения долины Миссисипи, рассматриваемые некоторыми геологами как телемагматические образования.

К неактивизированным платформам можно отнести центральную и южную части Европейской платформы, а также значительные площади Бразильской и Австралийской платформ (с кайнозойскими базальтами Австралии не связано никакого оруденения). В их пределах не обнаружено эндогенных месторождений платформенного периода, однако некоторые геологи, широко подходящие к трактовке явлений активизации, находят ее признаки в пределах Европейской платформы, например на территории Украинского щита (Науменко, 1974).

6.4.5. Металлогенический комплекс

С 1948 г., когда Ю. А. Билибин выступил со своими содержательными представлениями о металлогении подвижных зон земной коры, как им самим, так его единомышленниками и последователями с большим подъемом развивалось учение об эндогенном рудообразовании геосинклиналей. Основное положение этого учения, как известно, сводится к идее о возникновении на последовательных стадиях преобразования мобильных геосинклиналей в относительно стабильные складчатые области достаточно определенных формаций магматических пород и ассоциированных с ними рудных месторождений (Билибин, 1958, 1959). Параллельно с этим Ю. Г. Старицкий и другие геологи начали разработку вопросов металлогении древних платформ (Старицкий, 1958). В последующие годы, в основном в связи с работами А. Д. Щеглова (1968) и Е. Д. Карповой (1973) по металлогении областей активизации, исследования металлогении древних и молодых платформ углубились и к ним стал проявляться повышенный интерес. Вместе с тем совокупность всех перечисленных и других металлогенических исследований позволяет теперь рассматривать региональные условия возникновения и закономерности размещения эндогенных месторождений не раздельно для геосинклинальных складчатых областей и платформ, а совместно, с объединением всего процесса их формирования в единый металлогенический комплекс.

Металлогенический комплекс распадается на геосинклинальный и платформенный этапы, каждому из которых соответствуют последовательные стадии развития со свойственными им типоморфными формациями магматических пород и связанными с ними эндогенными рудными месторождениями. Пониманию распределения всех эндогенных месторождений металлогенического комплекса в достаточно определенную цепь, закономерно возникающую от ранней стадии геосинклинального этапа до поздней стадии платформенного режима, весьма содей-

Таблица 6.7 Сводная схема расчленения металлогенического комплекса на этапы и стадии

Этап	Стадия	Важнейшие типоморфные магматические формации	Важнейшие типоморфные рудные месторождения
Геосинклинальный	Ранняя	Спилито-кератофировая субмаринная	Колчеданные цветных металлов
		Перидотитовая	Магматические хромитов
		Габбро-пироксенит-дунитовая	Магматические титаномагнетитов
		Плагиогранит-сиенитовая	Скарновые железа и меди
	Средняя	Гранодиоритовая	Скарновые цветных и редких металлов
		Гранитная	Пегматитовые, альбититовые и грейзеновые редких металлов
	Поздняя	Порфировая и порфиритовая гипабиссальная	Плутоногенные гидротермальные цветных редких, благородных и радиоактивных металлов
		Андезито-липаритовая эффузивная наземная	То же, вулканогенные
Платформенный	Ранняя	Без магматизма и эндогенного рудообразования	
Платформенный	Поздняя (активизация)	Гранодиорит-гранитная гипабиссальная	Гидротермальные цветных, редких, благородных металлов
		Нефелиновых сиенитов	Магматические апатита и редких металлов
		Ультраосновная щелочная	Карбонатитовые редких и цветных металлов
		Кимберлитовая	Магматические алмазов
		Траповая	Магматические сульфидные медно-никелевые

ствуют взгляды Ю. А. Кузнецова (1964) о такой же очередности развития формаций магматических пород, которые нами учитываются с известными упрощениями, вполне допустимыми для наших целей. Сводная схема формирования формаций магматических пород и ассоциированных с ними эндогенных рудных месторождений в рамках геосинклинального этапа была показана выше (см. табл. 6.4). Здесь она повторяется в полном объеме для всего магматического комплекса от ранней геосинклинальной до завершающей платформенной стадии развития (табл. 6.7).

Приводя эту таблицу необходимо еще раз напомнить следующее. Во-первых, последовательность магматизма и рудообразования следует воспринимать как статистическую совокупность по всем складчатым областям и платформам, не представленную в полном объеме в какой-либо одной рудной провинции. Специфика рудных провинций обычно и определяется в существенной степени выпадением в истории ее геологического развития тех или иных стадий металлогенического комплекса. Во-вторых, магматические формации и рудные месторождения последовательных стадий развития не оккупируют всю площадь рудных провинций, а, локализуясь в строго определенных крупных тектонических элементах, создают квазиупорядоченное их размещение, обусловливающее региональную магматическую и металлогеническую зональность.

Для геосинклиналей особенно важны три региональных тектонических элемента: 1) геосинклинальные троги, уподобляемые структурам типа зон Беньофа, локализующие базальтоидные магматические продукты, магматические, скарновые и гидротермально-осадочные рудные месторождения ранней стадии геосинклинального этапа; 2) околотроговые терригенные прогибы, в пределах которых обособляются гранитоидные интрузии средней, соскладчатой, стадии с пегматитовыми, альбититовыми, грейзеновыми и иными рудными месторождениями; 3) сеть позднегеосинклинальных, переходных к платформенному режиму независимых разломов, локализующих гипабиссальные и эффузивные породы, сопровождаемые обильным гидротермальным оруденением.

Для активизированных платформ важны также три крупных тектонических элемента: 1) пологие выступы (щиты, валы) с гранодиоритовыми и щелочными изверженными породами, сопровождаемыми гидротермальными месторождениями различных металлов; 2) пологие прогибы (синеклизы, впадины) с траппами, несущими сульфидные медно-никелевые руды; 3) крупные разломы, в том числе рифтового типа, особенно четко контролирующие цепи ультраосновных щелочных интрузивов центрального типа с карбонатитами и кимберлитов с алмазами.

В согласии со всем вышеизложенным можно говорить о металлогенических эпохах лишь принимая во внимание геосинклинальные этапы металлогенических комплексов. С этой точки зрения, как указывалось выше, возможно наметить девять основных металлогенических эпох: 1) архейскую (3500—2500 млн. лет), 2) раннепротерозойскую (2500—1900 млн. лет), 3) среднепротерозойскую (1900—1650 млн. лет), 4) позднепротерозойскую (1650—900 млн. лет), 5) рифейскую (900—600 млн. лет), 6) каледонскую (600—400 млн. лет), 7) герцинскую (400—225 млн. лет), 8) киммерийскую (225—100 млн. лет), 9) альпийскую (100 млн. лет — настоящее время).

Не вдаваясь в подробности особенностей магматизма и рудоносности всех металлогенических эпох и общей эволюции изверженных пород и рудных месторождений в истории геологического развития, считаем возможным в связи с рассматриваемой проблемой металлогенического комплекса отметить следующее. Для областей развития архейских комплексов Русской и Сибирской платформ известны продукты протерозойской, рифейской, палеозойской и мезо-кайнозойской активизации. Для складчатых областей протерозойской и рифейской эпох Сибирской платформы установлены магматизм и эндогенное рудообразование платформенного этапа палеозойского и мезозойско-кайнозойского времени. Для геосинклинальных образований палеозоя (каледонского и герцинского цикла), например Казахстана, Средней Азии, Кавказа, выявлен наложенный платформенный магматизм и эндогенная металлогения киммерийского и альпийского циклов. Лишь для складчатых областей киммерийского и особенно альпийского циклов эндогенные магматические и рудные образования платформенного этапа, естественно, отсутствуют (рис. 6.15).

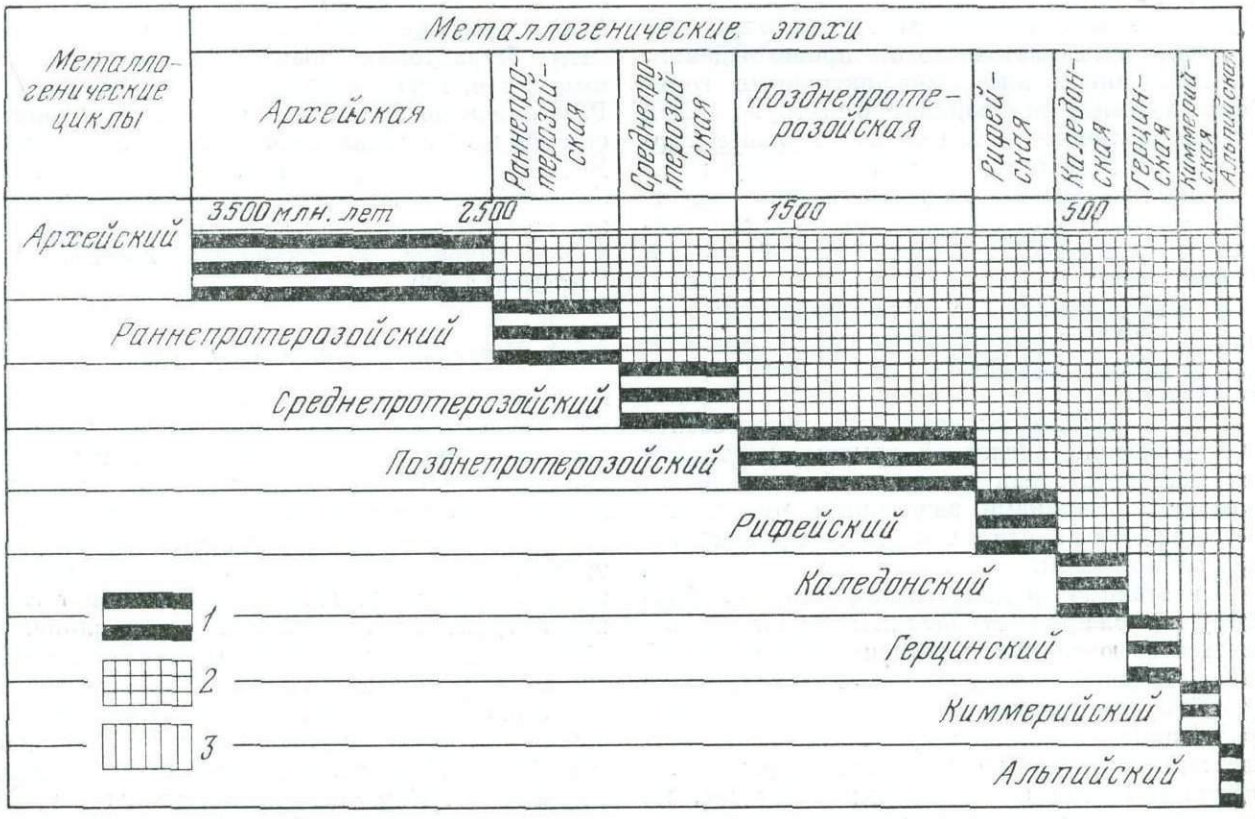
Таким образом, чем древнее рудная провинция, тем больше периодов активизации она могла испытать. С этой точки зрения возникновение последующих или повторных геосинклинальных желобов можно также рассматривать как крайний, наиболее энергичный, случай платформенной активизации, связанной с образованием раскола платформы, ее раздвиганием по этому расколу и заложением геосинклиналь-

ного трога на обнаженной коре океанического типа. В связи с этим проблема определения пород основания геосинклиналей чрезвычайно усложняется по мере перехода от молодых к древним циклам. Другие формы платформенного обновления могут рассматриваться как деформации, не достигшие геосинклинальной зрелости.

Однако такое представление не следует путать с понятием о полигеосинклинальном развитии и полигеосинклинальной металлогении. Полигеосинклинальные металлогенические области возникли на месте геосинклинальных систем, последовательно трансформировавшихся в складчатые области в течение сменяющих друг друга эпох. Примером тому может служить Кавказ, прошедший через каледонскую, герцинскую, киммерийскую и альпийскую эпохи складчатости, магматизма и эндогенного рудообразования. Центр тяжести каледонского геосинклинального режима приходился на северное Предкавказье. Сформировавшаяся здесь каледонская складчатая область нарастила с юга Русскую платформу. Затем геосинклинальная обстановка от эпохи к эпохе смещалась все более к югу, расширяя в этом же направлении платформенную область. Причем магматические и металлогенические процессы поздних стадий этих металлогенических эпох охватывали не только области завершенной складчатости проходящей эпохи, но проникали к северу на территорию молодой платформы предшествующих эпох, выступая, таким образом, в виде актов активизации молодых складчатых структур (Твалчрелидзе, 1972). Так, например, магматизм и рудные месторождения района Кавказских Минеральных Вод представляют элементы кайнозойской активизации палеозойского края Русской платформы, контролируемые разломами, поперечными генеральному плану складчатого Кавказа, так называемыми антикавказскими тектоническими деформациями.

Рис. 6.15. Схема соотношения геосинклинальных и платформенных этапов металлогенических комплексов по эпохам. Составил В. И. Смирнов

1 — геосинклинальные этапы; *2* — повторные геосинклинальные этапы и последующая платформенная активизация; *3* — платформенная активизация



Выводы

1. В пределах континента для целей металлогенического освещения выделяются: а) фанерозойские складчатые области геосинклинального происхождения, б) метаморфическое основание платформы, в) платформенный чехол осадочных пород, г) зоны тектоно-магматической и металлогенической активизации.

2. Для геосинклинальных складчатых областей намечается ранняя стадия с базальтоидным мантийным магматизмом и рудообразованием, средняя стадия гранитоидного корового магматизма и рудообразования и поздняя стадия смешанных магматических и металлогенических процессов.

3. Закономерная смена формаций магматических пород, возникающих на последовательных стадиях геосинклинального развития, приводит к более или менее упорядоченному размещению ассоциированных с ними эндогенных рудных месторождений в поперечном сечении складчатой области.

4. В основании платформ архейские комплексы мало продуктивны. Протерозойские и рифейские комплексы формировались по схеме, схожей с развитием, свойственным фанерозойским геосинклинальным складчатым областям.

5. Платформы и области завершенной складчатости могли подвергаться воздействию тектоно-магматической активизации, вследствие которой возникали достаточно специфические эндогенные рудные месторождения областей активизации.

6. Совокупность магматизма и рудообразования геосинклинального и платформенного этапов геологической истории объединяется понятием «металлогенический комплекс».

6.5. Об источниках вещества эндогенных рудных месторождений

Эндогенные месторождения минерального сырья по источникам рудообразующего вещества принято разделять на три группы (Смирнов, 1969):

1) месторождения с рудообразующим веществом внемагматического происхождения, мобилизованном химически активными горячими водными растворами, фильтрующимися сквозь различные, в том числе осадочные, горные породы верхних частей земной коры;

2) месторождения с рудообразующим веществом ассимиляционного происхождения, связанным с палингенной гранитоидной магмой земной коры;

3) месторождения с рудообразующим веществом, поступившим из ювенильной базальтоидной магмы глубинного подкорового происхождения.

Нас в данном случае будут интересовать месторождения последней группы, позволяющие наметить связи между глубокими подкоровыми источниками эндогенных руд и их локализацией в относительно неглубоких зонах земной коры.

Эндогенные рудные месторождения, формирующиеся при поступлении минерального вещества из ювенильных источников подкоровой базальтоидной магмы, возникают в обстановке устойчивого растяжения участков земной коры. Такие условия наилучшим образом осуществляются дважды в рамках нормального цикла развития земной коры: во-первых, на ранней собственно геосинклинальной стадии геосинклинального этапа — в трогах эвгеосинклиналей и, во-вторых, в платформенный этап — в рифтовых зонах. В обоих случаях земная кора в зонах рудообразования отличается сокращенной мощностью, сильно развитым базальтовым слоем и утоненным гранитным слоем, местами до полного его пережима. Расстояние до границы Мохо в трогах эвгеосинклиналей составляет всего лишь 25—35 км. Вдоль разломов платформ, контролирующих базальтоидный магматизм и рудообразование, эта граница также находится на сравнительно малой глубине, составляющей 25—27,5 км (Страхов, 1968).

6.5.1. Геосинклинальный этап

Магматизм и эндогенное рудообразование ранней стадии геосинклинальных циклов геологического развития обнаруживаются только в эвгеосинклинальных условиях. Эти процессы локализуются исключительно в пределах узких интенсивно погружающихся тектонических трогов, ограниченных глубинными разломами типа зон Беньофа. Их примерами могут служить троги протерозойских геосинклиналей Канады, каледонских геосинклиналей Норвегии и Великобритании, а также Западного Саяна, герцинских геосинклиналей Урала и Северного Кавказа, киммерийских геосинклиналей Малого Кавказа, альпийских геосинклиналей Японии. Как уже указывалось, эти троги имеют земную кору небольшой мощности, со-

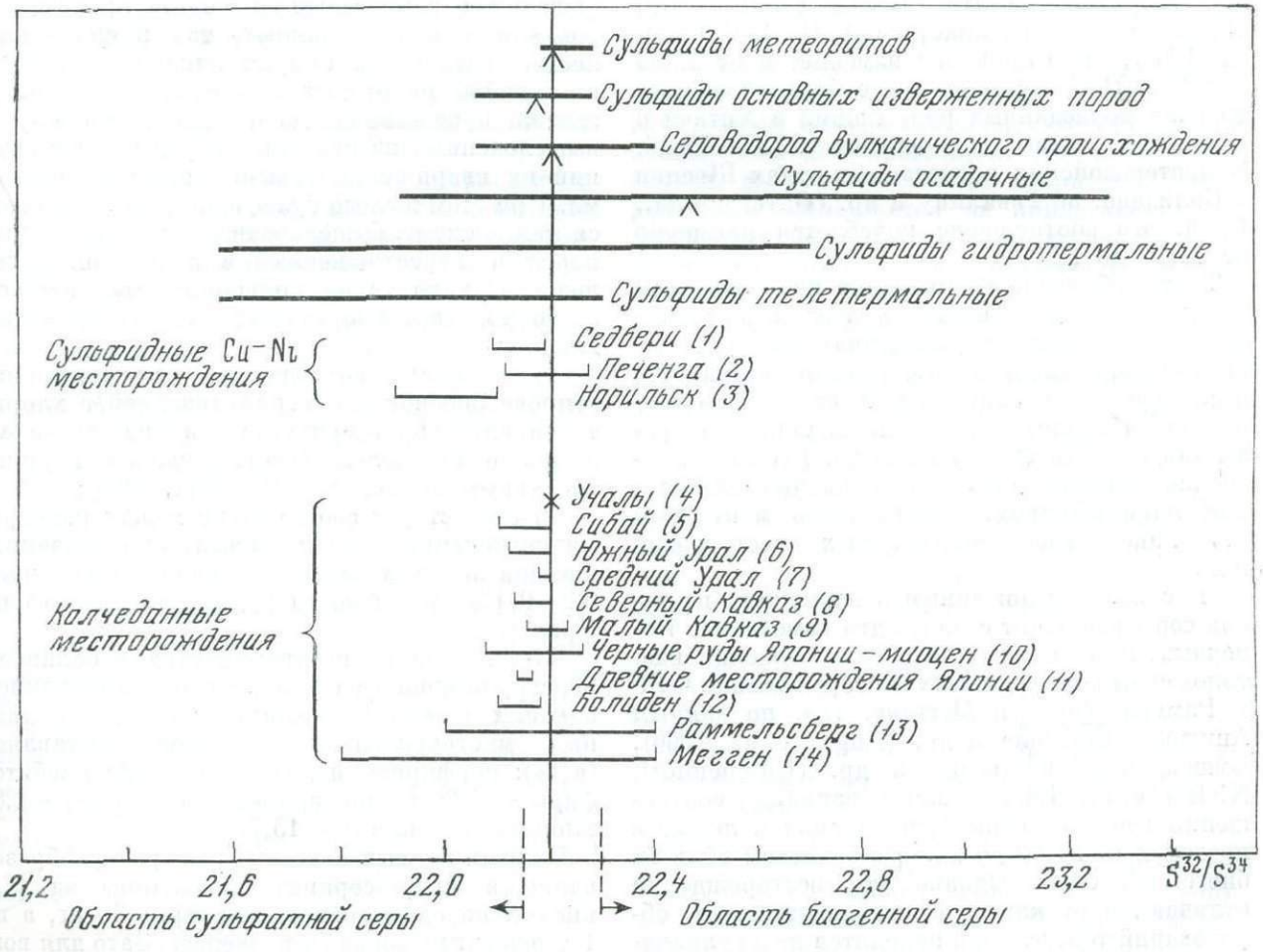
кращенный ее разрез с выпадением гранитного слоя, что позволяет некоторым исследователям рассматривать их как участки древней коры океанического типа (Пейве, 1969).

Непосредственное соприкосновение базальтового слоя с осадочной оболочкой и наличие глубинных разломов обеспечивает развитие изверженных пород и ассоциированных с ними эндогенных рудных месторождений исключительно базальтоидной магмы. Как указывалось ранее, в этих условиях формируются четыре главные формации магматических пород и обусловленные ими магматогенные рудные месторождения: 1) перидотитовая с магматическими месторождениями хромитов, осмия и иридия; 2) габбровая с магматическими месторождениями титаномагнетитов, платины и палладия; 3) плагиогранит-сиенитовая со скарновыми месторождениями железа и меди; 4) вулканогенная субмаринная спилит-кератофировая с колчеданными месторождениями сульфидов железа, меди и цинка, а также окисных руд железа и марганца.

Вряд ли у кого может вызвать сомнение ювенильный глубинно-магматический, вероятно, подкоровый, источник железа, марганца, ванадия, титана, хрома и платиноидов магматических месторождений ранней стадии, представляющих фацию породивших их основных пород глубинного происхождения. Требует более внимательного исследования происхождение рудообразующих веществ колчеданных и скар-

Рис. 6.16. Вариации изотопного состава серы сульфидов по данным разных исследователей

1 — Иенсен (1959); *2* — Л. Н. Гриненко, В. А. Гриненко, И. Ляхницкая (1967); *3* — А. П. Виноградов, Л. Н. Гриненко (1964); *4* — Н. В. Петровская, Л. Н. Гриненко (1962); *5* — Л. Н. Гриненко (1963); *6* — А. П. Виноградов и др. (1956); *7* — то же; *8* — Н. С. Скрипченко и др. (1963); *9* — Э. А. Сагателян, Л. Н. Гриненко (1964); *10* — Олт, Калп (Ault, Kalp 1960); *11* — Татсумо (Tatsumo, 1965), В. И. Смирнов, (1968); *12* — Гевилин и др. (Gavelin e. a., 1960); *13* — Ангер (Anger e. a., 1966); *14* — Бушендорф (Bushendorf e. a., 1963)



новых месторождений этой стадии. Для колчеданных месторождений хорошим индикатором при подобного рода исследованиях может служить сера. К настоящему времени накоплен достаточно обильный материал по вариациям изотопов серы колчеданных месторождений, сведенный на рис. 6.16.

В нижнепалеозойских колчеданных месторождениях Урала, согласно данным А. П. Виноградова, М. С. Чупахина, В. А. Гриненко (1956), Н. В. Петровской, Л. Н. Гриненко (1962) и других исследователей, соотношение изотопов S^{32}/S^{34} в пиритах и других сульфидах лежит в пределах 22,10—22,20. В палеозойских, мезозойских и кайнозойских колчеданных месторождениях Кавказа, по сведениям Н. С. Скрипченко, Н. В. Веселовской, А. П. Алексеева (1963), Э. А. Сагателян, Л. Н. Гриненко (1964), В. Буадзе и других авторов, оно ограничивается рамками от 22,11 до 22,42. В сульфидах миоценовых колчеданных месторождений Японии (тип «куроко»), по материалам Аулта, Калпа (Ault, Kalp, 1960), Татсумо (Tatsumo, 1965), В. И. Смирнова (1968), это отношение изменяется от 22,06 до 22,33. По Татсуми оно еще более узкое для древних колчеданных руд Японии в Хитачи и находится здесь в пределах 22,14—22,16. В протерозойских колчеданных рудах Швеции в Болидене, по Гевилину и др. (Gavelin e. a., 1960), это соотношение колеблется примерно от 22,10 до 22,30.

Таким образом, соотношение изотопов серы в сульфидах большинства колчеданных месторождений отличается узким диапазоном вариаций, приближением к метеоритному стандарту, несколько повышенным количеством тяжелого изотопа и изолированным положением за пределами области биогенной серы. Все это однозначно свидетельствует о первично ювенильном магматогенном, скорее всего мантийном источнике серы колчеданных месторождений.

В связи с изложенным о вариациях изотопов серы надлежит сделать два замечания. Во-первых, по поводу вариаций соотношения изотопов серы в колчеданных месторождениях ФРГ в Раммельсберге и Меггене, где, по данным Анжера, Нильсона и др. (Anger e. a., 1966), Бушендорфа, Нильсона и др. (Buschendorf, Nielsen e. a., 1963), размах вариаций соотношения изотопов серы более широк и лежит в пределах от 21,80 до 22,40 с захватом области биогенной серы. Однако эти месторождения отличаются от классических колчеданных образований тем, что они находятся не в вулканогенных, а в осадочных породах, являясь их удаленным фациальным аналогом. В связи с этим, как полагает Дж. Анжер с соавторами, часть серы в колчеданах этих месторождений, накапливавшихся на дне девонского моря, связана с сульфат-редуцирующей деятельностью донных бактерий. Во-вторых, необходимо напомнить, что вариации изотопов серы в сульфатах колчеданных месторождений, таких, как гипс и барит, всегда ниже, чем в сульфидах. Это особая достаточно сложная геохимическая проблема, которую пытаются объяснить фракционированием изотопов этого элемента вследствие термодинамического и кинетического изотопного эффекта (Виноградов, 1966).

Что касается других элементов колчеданных и скарновых месторождений, то на них следует задержаться особо. Ювенильное происхождение меди и цинка в свете всего вышесказанного представляется наиболее вероятным для этих групп месторождений. Сложнее обстоит дело с железом. Высказываются соображения о заимствовании железа при формировании как колчеданных, так и скарновых месторождений из окружающих пород. Так, по мнению некоторых геологов, колчеданные залежи представляют скопление компонентов, выщелоченных из исходных пород при замещении их кварц-серицитовыми новообразованиями. При этом железо сульфидов рассматривается как элемент, выщелоченный из вмещающих пород и переотложенный в колчеданные залежи. Однако такая концепция сталкивается с рядом противоречащих ей следующих данных:

1) имеются колчеданные месторождения, сопровождающиеся не серицитизацией, а хлоритизацией, характеризующейся не выносом, а привносом железа (месторождения Турции, по данным Борхерта — Borchert, 1960);

2) отсутствует соответствие между размерами колчеданных тел и зонами серицитизации, ширина которых иногда составляет всего лишь 0,2—0,4% от мощности рудных тел (Блява на Урале).

Концепция не подтверждается и балансом перегруппировки железа в связи с изменением боковых пород. Содержание железа, по данным многочисленных анализов, составляет (в %): порфириты и андезиты — 8,5; альбитофиры — 5,2; кварц-серицитовые сланцы —1,8; хлоритовые сланцы — 15,7.

Из этих данных следует, что при преобразовании в кварц-серицитовые сланцы из 1 т кислых пород выносится примерно 30 кг, а из 1 т основных пород 70 кг железа. Зато для воз-

никновения хлоритовых сланцев необходимо поступление для кислых пород около 100 кг, а для основных около 70 кг железа на 1 т исходных пород. Поэтому при примерно равной ширине полос кварц-серицитовых и хлоритовых сланцев все железо, выщелачиваемое из вулканических пород в процессе их преобразования в кварц-серицитовые сланцы, будет поглощаться расположенными вслед за ними по фронту метасоматизма хлоритовыми сланцами. Таким образом, железо, выделяющееся вследствие перехода вулканических пород в кварц-серицитовые сланцы, не может рассматриваться в качестве источника для образования колчеданной руды. К этому же выводу пришли В. А. Прокин, В. М. Рудаков и Н. Н. Солодкий (1963) для Сибая на Урале на основе полного баланса вещества руды и измененных пород объемным методом. Это становится еще более вероятным, если принять во внимание, что кварц-серицитовые сланцы возникают несколько ранее, до начала накопления колчеданной руды, при ином физико-химическом режиме минералообразования (Смирнов, 1968). В связи со всем изложенным можно сделать вывод, что при колчеданном рудообразовании наиболее реален магматогенный источник железа.

Подмечено, что некоторые скарновые и скарноподобные железорудные месторождения сопровождаются боковыми породами, разубоженными по содержанию в них железа. В связи с этим высказываются предположения о концентрации железа при образовании подобных месторождений из прилегающих пород. Такая возможность рассмотрена, например, Г. В. Поляковым (1967) для магнетитовых месторождений юга Сибири. Эти месторождения ассоциированы с базальтоидными породами ранней стадии каледонского геосинклинального цикла и сопровождаются тремя типами осветленных пород: 1) гранитизированными новообразованиями, 2) альбититами и амфибол-скаполитовыми метасоматитами, 3) диопсид-плагиоклазитами и эпидот-актинолит-плагиоклазитами. Во всех случаях такого осветления из основных интрузивных и эффузивных пород осуществляется значительный вынос железа (табл. 6.8).

Таблица 6.8. Вынос железа при осветлении основных пород, примыкающих к железорудным месторождениям юга Сибири (по Г. В. Полякову)

Месторождение	Процесс осветления	Вынос железа, 10^{-3} г/см³	
		Fe_2O_3	FeO
Ирбинское	Гранитизация	—136	—105
Краснокаменское	»	—79	—65
Шиндинское	»	—78	—155
Анзасское	Альбитизация	—69	—196
Тарташское	»	+21	—140
Хайлеельское	Скаполитизация	—96	—253
Мульгинское	Образование диопсид-плагиоклазовых пород	—17	—91
Таятское	Образование эпидот-актинолит-плагиоклазовых пород	—9	—162

Таким образом, вследствие активной экстракции железа постмагматическими растворами при разложении петрогенных фемических минералов, например, при образовании апогаббровых альбититов Анзасского месторождения из каждого кубического километра породы выносится около 200 млн. т валового железа. Масштабы проявления этого процесса значительны. При площадях альбитизированных пород, измеряемых квадратными километрами и их установленной глубине до 900 м, суммарное количество железа, высвобождающееся при осветлении пород, с избытком компенсирует запасы железа скарновых месторождений рассматриваемой провинции. Но даже в том случае, если часть железа скарновых месторождений заимствуется из прилегающих изверженных пород, первичный источник этого элемента в конечном счете оказывается магматическим.

Из всего изложенного выше можно прийти к выводу, что главная масса рудообразующих элементов магматогенных месторождений ранней стадии геосинклинального цикла ге логического развития имеет своим источником подкоровую магму. Общим для этих условий оказывается строго определенный набор металлов рудных месторождений, неизменно повторяющийся в складчатых областях различного возраста от самых древних до самых молодых, известных в разных районах мира.

6.5.2. Платформенный этап

На тектонически активизированных платформах возникает серия формаций магматических пород и связанных с ними эндогенных рудных месторождений. Нас в данном случае будут интересовать те из них, которые контролируются глубокими расколами, обеспечивающими подъем продуктов мантийного происхождения в верхние горизонты земной коры. К ним принадлежат следующие формации: 1) траповая с

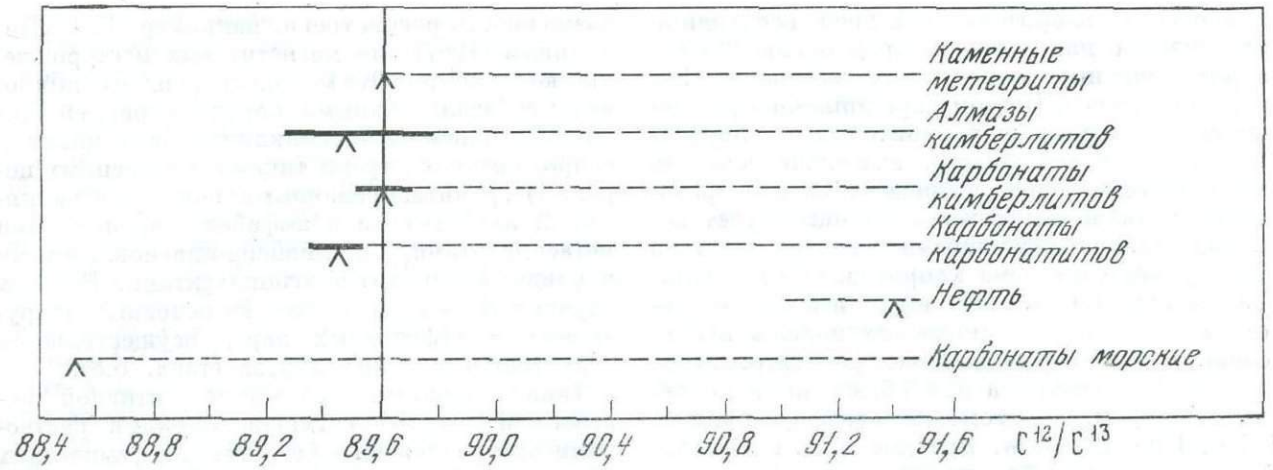


Рис. 6.17. Вариации изотопного состава углерода по данным разных исследователей

	Пределы колебаний	Среднее
Алмазы	89,24—89,78,	89,44
Карбонаты кимберлитов	89,49—89,69,	89,60
Каменные метеориты		89,61
Морские карбонаты		88,56
Битумы кимберлитов		91,10
Нефть		91,50

магматическими месторождениями сульфидных медно-никелевых руд, 2) кимберлитовая с магматическими месторождениями алмазов; 3) ультраосновных щелочных пород с месторождениями в карбонатитах. Примерами районов развития таких месторождений могут служить Сибирская платформа, Африканская платформа, Скандинавский и Канадский щиты.

Судя по тесному сродству сульфидных медно-никелевых месторождений с основными породами глубинного происхождения, по узкому диапазону вариаций изотопов серы их сульфидов, приближающемуся к метеоритному стандарту, источником руд этих образований является подкоровая магма. К этому же заключению пришли Крокет и Мэсон (Crockett, Mason, 1968), касаясь генезиса сульфидных медно-никелевых месторождений Африканской платформы. Лишь иногда, как, например, в Норильске, где происходит сдвиг соотношения изотопов серы влево (см. рис. 6.16), рассматривается возможность ассимиляции гипсов на путях подъема рудоносной магмы (Виноградов, Гриненко, 1964).

Глубинное происхождение кимберлитов очевидно, алмазы кимберлитовых трубок всех районов мира обнаруживают удивительно выдержанное соотношение изотопов углерода, ограниченное узкими рамками вариаций. Исследование соотношений изотопов C^{12}/C^{13} алмазов кимберлитов мира и их сопоставление с вариациями изотопов этого элемента в других углеродсодержащих природных соединениях дает следующие величины (Кропотова, 1966):

Из этих данных следует, что по соотношению изотопов углерода алмазы и карбонатное вещество кимберлитов приближаются к каменным метеоритам и существенно отличаются, с одной стороны, от морских осадочных карбонатов, а с другой стороны, от битумов и нефтей (рис. 6.17). Такое сопоставление дает основание рассматривать в качестве источника углерода алмазов подкоровое вещество мантии. О том же свидетельствуют данные Крокета и Мэсона (Crockett, Mason, 1968) по Африканской платформе.

Также несомненно глубинное магматическое происхождение комплекса ультраосновных щелочных пород карбонатитовых месторождений. Иногда возникают сомнения в глубинном характере карбонатного вещества этих образований. Однако систематическое изучение изотопного состава углерода карбонатитов Сибири и других районов мира показало, что вариации изотопов этого элемента колеблются в узких рамках близ значений, свойственных каменным метеоритам, и характеризуются величиной C^{12}/C^{13} от 89,35 до 89,52 (см. рис. 6.17). Это позволяет сделать безоговорочный вывод о ювенильном мантийном источнике углерода карбонатитов (Кропотова, 1966).

Все выше сказанное свидетельствует о том, что главная масса минерального вещества перечисленных эндогенных месторождений, ассоциированных с базальтоидными формациями активизированных платформ, точно так же,

как и магматических месторождений ранней стадии эвгеосинклиналей, имеет своим источником подкоровую магму.

Возможно, к подкоровым по своим источникам принадлежат и другие группы месторождений полезных ископаемых. Так, В. А. Кузнецов (1972) к подкоровым относит вещество ртутных месторождений, Иенсен — вещество медно-порфировых месторождений и т. д. Однако данных для отнесения этих и других месторождений к подкоровым по их составу пока меньше, чем для только что рассмотренных эндогенных минеральных образований геосинклинального и платформенного этапа геологического развития.

Рис. 6.18. Схема уровней отделения ювенильных рудообразующих веществ, связанных с верхней мантией. Составил В. И. Смирнов

I — на большой глубине в первичных подкоровых очагах; *II* — на средней глубине в промежуточных очагах; *III* — на малой глубине в приповерхностной части земной коры

1 — раскристаллизованные магматические породы; *2* — рудообразующее вещество в твердой кристаллической фазе; *3* — рудные залежи; *4* — рудообразующее вещество в газовом или жидком растворе; *5* — рудообразующее вещество в отделившемся расплаве; *6* — осадочная оболочка

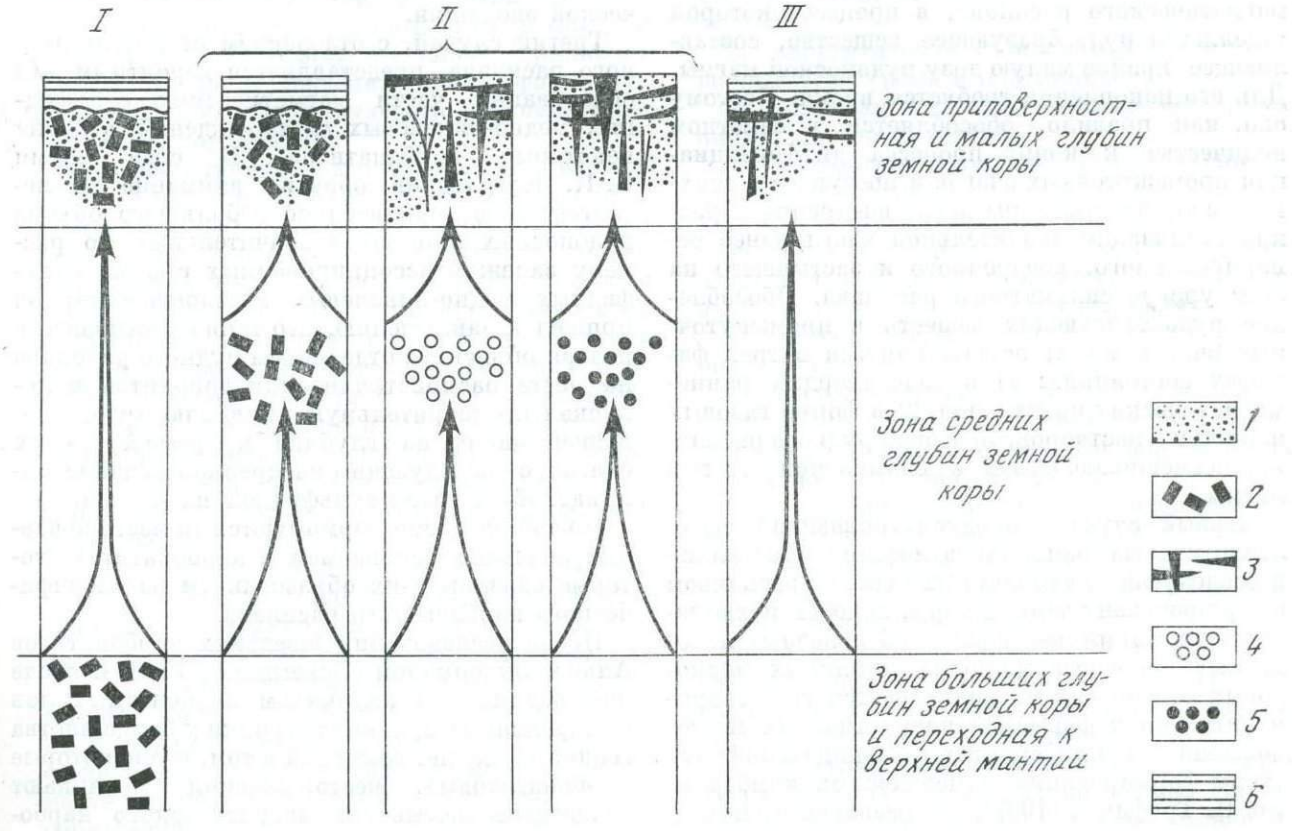
6.5.3. Уровни сепарации рудообразующих веществ

Если справедливо утверждение о том, что источником некоторых месторождений полезных ископаемых является глубинная ювенильная подкоровая магма, то также справедливо представление о том, что часть этих месторождений, вероятно существенная, локализуется в верхней области земной коры, близ поверхности Земли, на расстоянии в несколько десятков километров от своих первичных очагов.

Механизм сепарации рудообразующих веществ из базальтоидной магмы и уровни его отделения демонстрируют связь глубинных подкоровых источников рудообразования с приповерхностными рудными залежами.

Могут быть намечены три уровня сепарации рудного вещества из магмы: 1) на большой глубине в первичных подкоровых очагах, 2) на средней глубине в промежуточных магматических очагах, 3) на малой глубине в верхней части земной коры в зоне раскристаллизации рудоносной магмы (рис. 6.18).

На большой глубине, достигающей подкоро-



вого пространства, рудообразующее вещество сепарируется из магмы вероятно крайне редко. Возможно, примером такой сепарации может служить механизм образования алмазных месторождений в кимберлитовых трубках. Ряд исследователей — Вагнер (Wagner, 1917), Вильямс (Williams, 1932), В. С. Соболев (1960), Кеннеди и Нордли (Kennedy, Nordlie, 1968), принимая во внимание особенности распределения алмазов в кимберлитах, высокие параметры давления и температуры, необходимые для возникновения этого минерала, полагают, что алмазы могут выделяться в ультраосновной магме лишь на очень большой глубине, колеблющейся от 60 до 390 км. Затем они выносятся магматическим расплавом в верхнюю зону земной коры в процессе внедрения кимберлитов, при раскристаллизации которых и формируются коренные месторождения этого драгоценного камня.

На средних глубинах, в промежуточных магматических очагах, сепарация рудообразующих веществ происходит значительно чаще. При этих условиях базальтоидная магма, проникая вверх, здесь останавливается. На этой «станции» осуществляется дифференциация магматического расплава, в процессе которой отделяется рудообразующее вещество, составляющее крайне малую дозу рудоносной магмы. Для его накопления требуется время. Поэтому оно, как правило, обособляется в заметном количестве к концу процесса дифференциации промежуточных очагов и поступает в верхнюю зону земной коры после внедрения и раскристаллизации значительной части ранее сепарированного, внедренного и застывшего на этом уровне силикатного расплава. Обособление рудообразующих веществ в промежуточных очагах может осуществляться в трех фазовых состояниях: 1) в виде твердых раннемагматических кристаллов, 2) в форме газовых и жидких растворов, 3) в виде рудного расплава, несмешивающегося с силикатной частью магмы.

Первый случай, предусматривающий выделение ценных раннемагматических кристаллов и последующую «выдачу» их вместе с расплавом в верхнюю зону земной коры, подобен механизму образования месторождений полезных ископаемых непосредственно из глубинных подкоровых очагов. Он рассматривается также применительно к формированию алмазных месторождений в кимберлитах. Защищающий эту схему формирования алмазоносных кимберлитов В. Трофимов (1967), основываясь на находках алмазоносных, сильно измененных гипер-стен-плагиоклазовых сланцев в трубках «Мир» и «Нью-Лендс», на обнаружении среди докембрийских пород Чехии пиропоносных ультраосновных пород и по другим данным, полагает, что выделение алмазов из магматического расплава происходило не в пределах верхней мантии, а значительно выше, на пути ее подъема к верхней зоне земной коры, в промежуточных очагах.

Второй случай, с обособлением рудообразующих веществ в виде газового или жидкого раствора, наиболее распространен. Из сепарированных в промежуточных магматических очагах водных и иного состава растворов возникают разнообразные месторождения. К ним принадлежат: 1) месторождения железа, меди и других элементов в скарнах, связанных с плагиогранит-сиенитовой формацией ранней стадии геосинклинального цикла геологического развития; 2) месторождения колчеданных руд меди, цинка и других металлов, ассоциированные со спилит-кератофировой формацией той же геосинклинальной стадии; 3) некоторые месторождения редких и цветных металлов в карбонатитах ультраосновных щелочных пород платформенного этапа геологической эволюции.

Третий случай, с отделением от магмы рудного расплава, представляется вероятным для образования части магматических сульфидных медно-никелевых месторождений, а также некоторых карбонатитов. В свое время В. К. Котульский обратил внимание на несоответствие сравнительно небольшого объема рудоносных лополитов значительным по размеру залежам ассоциированных с ними сульфидных медно-никелевых месторождений; он пришел к заключению, что такие соотношения нельзя объяснить отделением рудного расплава на месте раскристаллизации лополитов и допускал предварительную ликвацию рудосодержащей магмы на глубине в промежуточных очагах, с последующим внедрением вначале силикатной, а затем сульфидной их частей.

По той же схеме формируются те месторождения полезных ископаемых в карбонатитах, которые связаны с их образованием из специфического карбонатного расплава.

После исследования шведских карбонатитов Ально Эккерманом (Eckermann, 1960) и после наблюдения над излиянием карбонатных лав в современных вулканах Африки у большинства геологов уже нет сомнений в том, что некоторые карбонатитовые месторождения возникают вследствие застывания магматического карбонатного расплава; такой расплав поступает из

промежуточных очагов в верхнюю часть земной коры к концу длительного цикла формирования массивов ультраосновных щелочных пород центрального типа.

Мы пока не располагаем исчерпывающими данными о глубине заложения промежуточных очагов базальтоидной магмы. Эккерман для карбонатитов Ально определяет эту глубину на основании остроумного анализа углов падения кольцевых даек от 4 до 9 км от поверхности Земли в период рудообразования. В. Трофимов для алмазоносных кимберлитов оценивает эту глубину в 1,5—4 км.

На малой глубине в приповерхностной области земной коры, на месте раскристаллизации восходящих до земной поверхности порций базальтоидной магмы, отделяется рудообразующее вещество, с которым связано формирование большинства магматических месторождений хромитов, титаномагнетитов, платиноидов и некоторой части сульфидных медно-никелевых месторождений. При этих условиях рудоносная базальтоидная магма в своем восхождении из подкоровых глубин достигает самых высоких горизонтов земной коры и здесь в процессе кристаллизационной дифференциации и ликвации выделяет рудоначальную субстанцию либо в виде твердой фазы ценных минералов, обособляющихся в залежах раннемагматических месторождений, либо в форме рудного расплава, формирующего позднемагматические месторождения.

Изложенную схему возникновения в верхней части земной коры рудных месторождений за счет глубинных подкоровых источников металлов нельзя рассматривать в качестве универсальной для всего объема эндогенного рудообразования. Она не охватывает многие стороны этого процесса, связанные с иными источниками рудообразующих веществ и находящих отражение в возникновении металлических месторождений, ассоциированных с гипабиссальными гранитоидами, с вулканитами, с региональным и локальным метаморфизмом, а также с внемагматическими растворами минерального вещества.

Кроме того, настоящее изложение рассматриваемой проблемы обходит ряд существенных ее сторон. Например, мы не освещаем механизм подъема рудоносной магмы из подкоровых глубин к промежуточным очагам и еще далее к верхней зоне земной коры, а также тектономагматический контроль этого восхождения, не останавливаемся на физико-химическом регламенте процессов в целом и отделения рудообразующих веществ от магмы в частности; не затрагиваем вопросы магматической и постмагматической контаминации, влияющие на детали рудообразования.

Выводы

1. Эндогенные рудные месторождения, формирующиеся при снабжении их минеральным веществом из глубинных источников подкоровой базальтоидной магмы, возникают в обстановке устойчивого растяжения участков земной коры. Такие условия наилучшим образом осуществляются дважды в рамках нормального цикла геологического развития. Во-первых, на ранней, собственно геосинклинальной стадии геосинклинального этапа — в трогах эвгеосинклиналей; во-вторых, в платформенный этап — в рифтовых зонах.

2. Для ранней стадии геосинклинального развития известны четыре главные формации магматических пород и ассоциированных с ними эндогенных рудных месторождений глубинного подкорового происхождения:

1) спилитокератофировая с колчеданными месторождениями меди, цинка и других металлов;

2) перидотитовая с магматическими месторождениями хрома и платиноидов;

3) габбровая с магматическими месторождениями железа и титана;

4) плагиогранит-сиенитовая со скарновыми месторождениями железа и меди.

3. Среди магматических пород платформенного этапа и ассоциированных с ними месторождений полезных ископаемых глубинными подкоровыми являются три формации:

1) кимберлитовая с магматическими месторождениями алмаза;

2) ультраосновная щелочная с магматическими и метасоматическими месторождениями редких, цветных металлов, фосфора и других элементов в карбонатитах;

3) трапповая с магматическими месторождениями сульфидных медно-никелевых руд.

4. Рудообразующее вещество подкорового происхождения сепарируется из ювенильной магмы на трех уровнях:

1) в первичных подкоровых очагах, выносясь на участки локализации в верхнюю зону земной коры (примером чему, вероятно, являются некоторые алмазоносные трубки);

2) во вторичных промежуточных очагах на путях подъема базальтоидной магмы. На этом уровне рудообразующие вещества отделяются

либо в виде твердой кристаллической фазы, что, возможно, имеет место при формировании некоторых алмазоносных кимберлитов, либо в виде рудного расплава с последующим образованием некоторых магматических сульфидных медно-никелевых руд и карбонатитов, либо в виде растворов, обычно газовых, обусловливающих возникновение постмагматических месторождений в скарнах, в карбонатитах и в колчеданах;

3) в верхних частях земной коры, на участках раскристаллизации достигших этого уровня порций базальтоидной магмы, с образованием раннемагматических и части позднемагматических месторождений хромитов, платиноидов, титаномагнетитов, а также сульфидных медно-никелевых руд.

5. Источники рудообразующих веществ перечисленных месторождений находятся в области верхней мантии на глубине до первых десятков и возможно сотен километров; их сепарация от рудоносных базальтоидных расплавов происходит в колонне высотой от мантии почти до поверхности Земли, но чаще всего в промежуточных очагах на глубине до десятка километров; локализация рудных залежей в основном осуществляется в верхней зоне земной коры в интервале глубиной от первых километров до поверхности Земли или дна моря.

Литература

Глава первая

Архангельский А. Д. Геологическое строение и геологическая история СССР, т. I. М., Гостоптехиздат, 1971.

Архангельский А. Д., Шатский Н. С. Схема тектоники СССР.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1933, № 4.

Белоусов В. В. О тектонике Анд.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1963, № 2.

Белоусов В. В. Земная кора и верхняя мантия материков. М., «Наука», 1966.

Белоусов В. В., Герасимовский В. И., Горячев А. В. и др. Восточно-Африканская рифтовая система, т. I и II. М., «Наука», 1974.

Белый В. Ф., Николаевский С. М., Тильман С. М., Шило Н. А. Тектоника и глубинное строение Северо-Востока СССР.— Труды СВКНИИ. Магадан. 1964, вып. 29.

Блейк М. К., Джонс Д. Л. Происхождение францисканского меланжа Северной Калифорнии.— Геотектоника, 1974, № 6.

Богданов А. А. О некоторых проблемах тектоники Европы.— Вестн. МГУ, 1961, № 5.

Богданов А. А. О некоторых проблемах тектоники Европы.— Вестн. МГУ, 1962, № 2.

Богданов А. А. О некоторых общих вопросах тектоники древних платформ на примере Восточно-Европейской платформы.— Сов. геология, 1964, № 9.

Богданов Н. А. Палеозой востока Австралии и Меланезии. М., «Наука», 1967.

Богданов Н. А. Палеозойские геосинклинали обрамления Тихого океана. М., «Наука», 1975.

Божко Н. А. Тектоническое развитие Южной Америки в рифее.— Изв. вузов. Геология и разведка, 1975, № 12.

Борукаев Ч. Б. Докембрий Австралии и Новой Зеландии.— В кн.: Докембрий континентов. Австралия, Африка. Новосибирск, «Наука», 1976.

Буланже Ю. Д., Муратов М. В., Субботин С. И. и др. Земная кора и история развития Черноморской впадины. М., «Наука», 1975.

Вопросы тектоники докембрия континентов. М., «Наука», 1970.

Гальцев-Безюк С. Д., Меланхолина Е. Н., Рождественский В. С. Тектоника Сахалина.— В кн.: Общие и региональные проблемы тектоники Тихоокеанского пояса. Магадан, 1974.

Гансер А. Геология Гималаев. М., «Мир», 1967.

Гарецкий Р. Г. Тектоника молодых платформ Евразии. М., «Наука», 1972.

Геология Арктики. Доклады на Международном симпозиуме по геологии Арктики. М., «Мир», 1964.

Геология и полезные ископаемые Африки. М., «Недра», 1973.

Грикуров Г. Э., Лопатин Б. Г. Структура и основные этапы развития Западной Антарктиды.— В кн.: Общие и региональные проблемы тектоники Тихоокеанского пояса. Магадан, 1974.

Зоненшайн Л. П. Учение о геосинклиналях и его приложение к Центрально-Азиатскому складчатому поясу. М., «Недра», 1972.

Казьмин В. Г. О некоторых особенностях рифтообразования на примере Красноморского, Аденского, Эфиопского рифтов.— Геотектоника, 1974, № 6.

Канторович А. А., Нестеров И. И., Салманов Ф. К. и др. Геология нефти и газа Западной Сибири. М., «Недра», 1975.

Кинг Ф. Тектоника Северной Америки. М., «Мир», 1972.

Колотухина С. Е., Григорьева Л. А., Клаповская Л. И. и др. Геология месторождений редких элементов Южной Америки. М., «Наука», 1968.

Колотухина С. Е., Моралев В. М., Топунова Г. А. и др. Геология и экономика месторождений редких элементов Индии и Шри-Ланка. М., «Наука», 1975.

Косыгин Ю. А., Спижарский Г. Н., Мокшанцев К. Б. и др. Тектоника Сибирской платформы.— В кн.: Тектоника Сибири, т. III. М., «Наука», 1970.

Краснов И. И., Лурье М. Л., Масайтис В. Л. Геология Сибирской платформы. М., «Недра», 1966.

Кропоткин П. Н., Валяев Б. М., Гафаров Р. А. и др. Глубинная тектоника древних платформ Северного полушария. М., «Наука», 1971.

Крылов Н. А. Общие особенности тектоники и нефтегазоносности молодых платформ. М., «Наука», 1971.

Кудрявцев Г. А., Агентов В. Б., Гатинский Ю. Г., Мишина А. В. Геология Юго-Восточной Азии. Индокитай. М., «Недра», 1965.

Ломизе М. Г. Тектоническое развитие и вулканизм Чилийско-Аргентинских Анд.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1975, № 3.

Масао М., Масао Г., Мицуо Ф. Геологическое развитие Японских островов. М., «Мир», 1968.

Матвеевская А. Л. Герцинские прогибы Обь-Зайсанской геосинклинальной системы и ее обрамления. Новосибирск, «Наука», 1969.

Меланхолина Е. Н. Западно-Сибирский геосинклинальный прогиб и его гомологи в Тихоокеанском поясе. Автореф. канд. дис. М., 1972.

Милановский Е. Е., Короновский Н. В. Орогенный вулканизм и тектоника Альпийского пояса Евразии. М., «Недра», 1973.

Мокшанцев К. Б., Горнштейн А. К., Гусев Г. С. и др. Тектоника Якутии. Новосибирск, «Наука», 1975.

Муратов М. В. Тектоника Индийской платформы и сравнение ее с Восточно-Европейской.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1964, № 10.

Муратов М. В. Складчатые геосинклинальные пояса Евразии.— Геотектоника, 1965, № 6.
Муратов М. В. Главнейшие структурные элементы материков, их взаимоотношение и возраст. В кн.: Тектоника (Междунар. геол. конгр. XXIV сессия. Доклады сов. геол. Проблема 3) М., «Наука», 1972.
Основы тектоники Китая. Пер. с кит. М., Госгеолтехиздат, 1962.
Очерки по геологии Южной Америки. М., ИЛ, 1959.
Пейве А. В. Тектоника и развитие Урала и Аппалачей— сравнение. Геотектоника, 1973, № 3.
Погребицкий Ю. Е. Палеотектонический анализ Таймырской складчатой системы.— Труды НИИГА, 1971, т. 167.
Пущаровский Ю. М. Введение в тектонику Тихоокеанского сегмента Земли. М., «Наука», 1972.
Пущаровский Ю. М., Архипов И. В. Тектонические аспекты Чилийских Анд.— Геотектоника, 1972, № 1.
Роджерс Дж. Некоторые вопросы тектоники Аппалачей.— Геотектоника, 1968, № 3.
Руттен М. Г. Геология Западной Европы. М., «Мир», 1972.
Салун С. А. Основные черты Сихотэ-Алинской геосинклинально-складчатой системы.— В кн.: Общие и региональные проблемы тектоники Тихоокеанского пояса. Магадан, 1974.
Салун С. А., Гатинский Ю. Г., Строганова С. В. Шовные зоны восточной Азии.— Изв. вузов. Геология и разведка, 1974, № 2.
Сергеев К. Ф. Тектоника Курильской островной системы. М., «Наука», 1976.
Смирнов А. М. Сочленение Китайской платформы с Тихоокеанским складчатым поясом. Новосибирск, Изд-во АН СССР, 1963.
Соболевская В. Н. Тектоника эпипалеозойских плит. М., «Наука», 1973.
Тектоника Африки. М., «Мир», 1973.
Тектоника Европы. Объяснительная записка к международной тектонической карте Европы. М., «Наука — Недра», 1964.
Тектоника Урало-Монгольского складчатого пояса. М., «Наука», 1974.
Тильман С. М. Сравнительная тектоника мезозоя севера Тихоокеанского кольца. Новосибирск, «Наука», 1973.
Тильман С. М., Мокшанцев К. Б., Шило Н. А. и др. Мезозойские складчатые зоны Северо-Востока СССР.— В кн.: Общие и региональные проблемы тектоники Тихоокеанского пояса. Магадан, 1974.
Хаин В. Е. Региональная геотектоника. Северная и Южная Америка, Антарктида, Африка. М., «Недра», 1971.
Шатский Н. С. Основные черты строения и развития Восточно-Европейской платформы.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1946, № 1.
Шатский Н. С. О границе между палеозоем и протерозоем и о рифейских отложениях Русской платформы.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1952, № 5.
Штрейс Н. А. О происхождении Гондваны.— В кн.: Гондвана (Междунар. геол. конгр. XXII сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 9). М., «Наука», 1964.
Яншин А. Л., Гарецкий Р. Г., Зайцев Н. С. и др. Тектоника Евразии. М., «Наука», 1966.
Ahjeld F. Geologia de Bolivia. La Plata, 1946.
Almeida F. F. Tectono-magmatic activization of the South American platform and associated mineralization.— Intern. Geol. Congr. 24th Sess. Sect. 3. Tectonics. Montreal, 1972.
Brown D. S., Campbell K. A., Crook K. A. The geological evolution of Australia and New Zealand. N. Y., 1968.
Burgel H. The orogenesis in the Andean system of Colombia.— Tectonophysics, 1967, N 9.
Choubert B. État actuel de nos connaissances sur la géologie de la Guyane française.— Bull. Soc. géol. France, 1966, v. 7, N 1.
Cobling E. A. Tectonic elements of Peru and the evolution of Andes.— Intern. Geol. Congr. 24th Sess. Sect. 3. Tectonics. Montreal, 1972.
Dalziel I. W. D., Cortes R. Tectonic style of the Southernest Andes and the Antarctandes.— Intern. Geol. Congr. 24th Sess. Sect. 3. Tectonics. Montreal, 1972.
Debelmas J. Geologie de la France, v. 1, 2, 3rd ed. Paris, 1975.
Shibata K., Adachi M., Mizutani S. Precambrian geochronology of metamorphic rocks in Permian conglomerate from Central Japan.— Intern. Geol. Congr. 24th Sess. Sect. 1. Precambrian Geology. Montreal, 1972.
Stockwell C. H., Mc Glynn e. a. Geology of the Canadian Shield. Geological and Economic Minerals of Canada. Ottawa, 1970.
Tectonic map of China and Mongolia. Sc. 1 : 5 000 000. Principal compiler: Maurice J. Terman. U.S. Geol. Survey, Reston, Geol. Soc. America, 1974.
Thorsteinsson R., Torer E. Geology of the Arctic Archipelago. Geological and Economic Minerals of Canada. Ottawa, 1970.

Глава вторая

Белоусов В. В. Основные вопросы геотектоники. Изд. 2. М., Госгеолтехиздат, 1962.
Белоусов В. В. Складчатость и основные типы тектонических деформаций.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1969, т. 44, № 4.
Белоусов В. В. Структурная геология. Изд. 2. М., Изд-во МГУ, 1971.
Белоусов В. В. Основы геотектоники. М., «Недра», 1975.
Белоусов Т. П. Применение палеогеографических реконструкций для изучения плейстоценовых тектонических движений Памира в связи с его сейсмичностью. Автореф. канд. дис. М., 1973.
Беньоф Г. Сейсмические данные о строении коры и тектонической деятельности.— В кн.: Земная кора. М., ИЛ, 1957.
Борисов А. А. Глубинная структура территории СССР по геофизическим данным. М., «Недра», 1967.
Буланже Ю. Д., Никонов А. А. Современные движения земной коры.— Вестн. АН СССР, 1973, № 9.
Буртман В. С. Таласо-Ферганский сдвиг и Сан-Андреас.— В кн.: Разломы и горизонтальные движения земной коры.— Труды ГИН АН СССР, 1963, вып. 80.
Вихерт А. В., Лебедева Н. Б., Башилов В. И. Типы, история и механизм образования складчатости юго-восточного Кавказа. М., «Недра», 1966.
Гзовский М. В. Основные вопросы тектонофизики и тектоника Байджансайского антиклинория. Ч. I и II. М., Изд-во АН СССР, 1959.
Гзовский М. В. Основы тектонофизики. М., «Наука», 1975.
Гзовский М. В., Крестников В. Н., Леонов Н. Н. и др. Карта новейших тектонических движений Средней Азии.— Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1960, № 8.
Гзовский М. В., Никонов А. А. Количественные характеристики современных и молодых тектонических

движений в областях с разными тектоническими режимом и сейсмичностью.— Изв. АН СССР. Физика Земли, 1968, № 10.

Глубинные разломы Южного Тянь-Шаня.— В кн.: Проблемы тектоники и магматизма глубинных разломов. Т. I. Львов, Изд-во Львов. гос. ун-та, 1973.

Дю-Тойт А. Геология Южной Африки. М., ИЛ, 1957.

История геологического развития Русской платформы и ее обрамления. М., «Недра», 1964.

Карта новейшей тектоники СССР, м-ба 1 : 5 000 000. Под ред. Н. И. Николаева и С. С. Шульца. М., Госгеолтехиздат, 1960.

Кеннеди В. Разлом Грейт-Глен.— В кн.: Проблемы перемещения материков. М., ИЛ, 1963.

Кленов В. И. Плейстоценовая тектоника Западного Саяна и Западной Тувы.— Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1966, № 6.

Лебедева Н. Б. Опыт моделирования складчатой зоны.— Сов. геология, 1966, № 2.

Логачев Н. А. Последовательность и условия образования неоген-четвертичного комплекса пород. Восточная ветвь рифтового пояса.— В кн.: В. В. Белоусов и др. Восточно-Африканская рифтовая система. Т. I. М., «Наука», 1974.

Марушкин И. А. О зоне глубинного разлома на границе Южного Тянь-Шаня и Памира в палеозойскую эру.— Геол. сб. Львов. геол. о-ва, 1965, № 9.

Мещеряков Ю. А. Вековые движения земной коры. Некоторые итоги и задачи исследований.— В кн.: Современные движения земной коры, №.1. М., Изд-во АН СССР, 1963.

Мещеряков Ю. А. Изучение современных движений и проблема прогноза землетрясений.— В кн.: Современные движения земной коры, № 3. Таллин, 1968.

Муди Дж. Д. и *Хилл М. Дж.* Сдвиговая тектоника.— В кн.: Вопросы современной зарубежной тектоники. М., ИЛ, 1960.

Николаев Н. И. Неотектоника и ее выражение в структуре и рельефе территории СССР. М., Госгеолтехиздат, 1962.

Никонов А. А. Проблемы неотектоники северо-восточной части Балтийского щита.— В кн.: Тектонические движения и структуры земной коры. М., «Недра», 1967.

Никонова К. И., Никонов А. А. Изучение современных движений земной коры в зоне разломов Сан-Андреас (обзор американских исследований).— В кн.: Современные движения земной коры, № 5. Тарту, 1973.

Одесский И. А. Волновые движения земной коры. Л., «Недра», 1972.

Певнев А. К., Гусева Т. В., Никифорова О. Д. О нестационарном характере вертикальных смещений земной поверхности на Гармском полигоне.— В кн.: Современные движения земной коры, № 5. Тарту, 1973.

Пейве А. В. Глубинные разломы в геосинклинальных областях. Изв. АН СССР. Сер. геол., 1945, № 5.

Ронов А. Б. История осадконакопления и колебательных движений Европейской части СССР.— Труды Геофиз. ин-та АН СССР, 1949, № 3 (130).

Ронов А. Б. Некоторые общие закономерности развития колебательных движений материков (по данным объемного метода).— В кн.: Проблемы тектоники. Под ред. В. В. Белоусова и Ю. М. Шейнманна. М., Госгеолтехиздат, 1961.

Система рифтов Земли. М., «Мир», 1970.

Сорский А. А. Об условиях формирования полной складчатости в осевой зоне Восточного Кавказа.— В кн.: Складчатые деформации земной коры, их типы и механизм образования. М., Изд-во АН СССР, 1962.

Хаин В. Е. Осцилляционный ритм земной коры.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1939, т. 17, № 1.

Шатский Н. С. Очерки тектоники Волго-Уральской нефтеносной области и смежной части западного склона Южного Урала.— Мат-лы к познанию геол. строения СССР. Новая сер., 1945, вып. 2(6).

Шолпо В. Н. Количественные критерии оценки режима вертикальных движений.— Геотектоника, 1969, № 2.

Эз В. В. Тектоника глубинных зон континентальной земной коры. М., «Наука», 1976.

Argand E. Sur l'arc des Alpes occidentales.— Eclogae geol. Helv. 1916, v. 14.

Beloussov V. V., Reisner G. I., Rudich E. M., Sholpo V. N. [*Белоусов В. В., Рейснер Г. И., Рудич Е. М., Шолпо В. Н.*] Vertical movements of the earth's crust on the continents.— Geophys. Surv., 1974, N 1.

Bentz A. Erdöl und Tectonik, Hannover, 1949.

Cummings J. C. The Santa Clara formation and possible postpliocen slip on the San-Andreas fault in the Central California.— Stanford Univ. Publ., Geol. Sci., 1968, v. XI.

Explanatory text of the quaternary tectonic map of Japan. Tokyo, Publ. Nat. Res. Center Disaster Preventation, Sci. and Technol. Agency, 1973.

Savage G. C., Prescotte W. H., Kinoshita W. T. Geodimeter measurements along the San-Andreas fault. Proc. Conf. on Geol. Problems of San Andreas Fault System. Stanford Univ. Publ., Geol. Sci., 1973, v. XIII.

Wallace R. E. Notes on stream channels offset by the San-Andreas fault, Southern Coast Ranges, California. Proc. Conf. on Geol. Problems of San Andreas Fault System. Stanford Univ. Publ., Geol. Sci., 1968, v. XI.

Wesson R. L., Roller J. C., Lee W. H. Time-term analysis and geological interpretation of the seismic travel-time data from the Coast Ranges of Central California.— Bull. Seismol. Soc. America, 1973, v. 63, N 4.

Глава третья

Вильсон Дж. Т. Геофизика и рост континентов.— Природа, 1959, № 8.

Виноградов А. П. Химическая эволюция Земли. Чтения им. В. И. Вернадского. М., Изд-во АН СССР, 1959.

Герлинг Э. К., Масленников В. А., Морозова В. Д. Древнейшие породы Балтийского щита.— В кн.: Геология докембрия (Междунар. геол. конгр. XXIII сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 4). Л., 1968.

Герлинг Э. К., Масленников В. А., Морозов И. М. и др. Явления метаморфизма и K-Ar отношения в основных породах массива Монча-Чуна — Волчих тундр (Кольский полуостров).— В кн.: Новые данные абсолютной геохронологии. Л., «Наука», 1977.

Глуховский М. З. О нижнем протерозое в зоне Тыркандинского глубинного разлома (Алданский щит) — Сов. геология, 1973, № 9.

Глуховский М. З., Павловский Е. В. К проблеме ранних стадий развития Земли.— Геотектоника, 1973, № 2.

Горлинов П. М. Геология и генезис железо-кремнистых формаций Кольского полуострова. Л., «Наука», 1976.

Грин Д., Рингвуд А. Петрология верхней мантии. М., «Мир», 1968.

Каляев Г. И. Тектоника докембрия Украинской железорудной провинции. Киев, 1965.

Кэй М. Геосинклинали Северной Америки. М., ИЛ, 1955.
Лазько Е. М. Региональная геология СССР. М., «Недра», 1975.
Марков М. С. Метаморфические комплексы и базальтовый слой островных дуг. М., «Наука», 1975.
Марков М. С., Аверьянова В. Н., Карташев И. П. и др. Мезо-кайнозойская история и строение земной коры Охотского региона. М., «Наука», 1967.
Павловский Е. В. Ранние стадии развития земной коры.— Изв. АН СССР, 1970, № 5.
Пейве А. В. Океаническая кора геологического прошлого.— Геотектоника, 1969, № 4.
Пискунов Б. А. Вулканизм большой Курильской гряды и петрология пород высокоглиноземистой серии. Новосибирск, «Наука», 1975.
Рябенко В. А. Основные черты строения Украинского щита. Киев, «Наукова думка», 1970.
Федоровский В. С., Лейтес А. М. О геосинклинальных трогах в раннем протерозое Олекмо-Витимской горной страны.— Геотектоника, 1968, № 4.
Фролова Н. В. Вопросы стратиграфии, регионального метаморфизма и гранитизации архея Южной Якутии и Восточной Сибири.— Труды ВСЕГЕИ. Сер. геол., 1962, вып. 5.
Штилле Г. Введение в строение Америки. Избранные труды. М., «Мир», 1964.
Brown D. S., Campbell K. A., Crook K. A. The geological evolution of Australia and New Zealand. N. Y., 1968.
Choubert B. État actuel de nos Connaissances sur la géologie de la Guyane française.— Bull. Soc. géol. France, 1966, v. 7, N 1.
Cloos H. Hebung-Spaltung-Vulkanismus.— Geol. Rundschau, 1939, Bd 30, H. 4A.
Haughton S. Geological history of Southern Africa. Geol. Soc. S. Afr., Cape Town. 1969.
Pavlovsky E. V. [Павловский Е. В.] Historical-geological aspects of the granite problem. Krystalinicum, v. 10, Prag, 1974.
Stockwell C. H., Mc Glann J. C., e. a. Geology of the Canadian Shield. Geological and Economic Minerals of Canada. Ottawa, 1970.

Глава четвертая

Белоусов В. В. Основы геотектоники. М., «Недра» 1975.
Богданов А. А., Зоненшайн Л. П., Муратов М. В. Тектоническая номенклатура и классификация основных структурных элементов земной коры материков.— Геотектоника, 1972, № 5.
Валеев Р. Н. Авлакогены Русской платформы.— В кн.: Новые данные по геологии и нефтеносности Волго-Камского края.— Труды геол. ин-та (Казань), 1973, вып. 30.
Муратов М. В. Структурные комплексы и этапы развития геосинклинальных складчатых областей.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1963, № 6.
Спижарский Т. Н. Тектонические режимы как основа тектонического районирования.— В кн.: Тектоника Сибири, т. III. М., «Наука», 1970.
Хаин В. Е. Общая геотектоника. Изд. 2. М., «Недра», 1973.
Юинг Дж., Юинг М., Лейден Р. Сейсмические исследования плато Блейк. Окраины континентов и островные дуги. Труды симпозиума. М., «Мир», 1970.
Cloos H. Hebung-Spaltung-Vulkanismus.— Geol. Rundschau, 1939, Bd 30, N 4A.
Ocean drilling on the continental margins.— Science, 1965, v. 150, N 3697.

Глава пятая

Белоусов В. В. Земная кора и верхняя мантия океанов. М., «Наука» 1968.
Белоусов В. В. Основы геотектоники. М., «Недра», 1975.
Дрейк Ч. Л. Окраины континентов.— В кн.: Земная кора и верхняя мантия. Пер. с англ. М., «Мир», 1972.
Новая глобальная тектоника М., «Мир», 1974.
Фогт П. Р., Шнейдер Э. Д., Джонсон Г. Л. Кора и верхняя мантия под океанами.— В кн.: Земная кора и верхняя мантия. М., «Мир», 1972.
Bonatti E. Ancient continental mantle beneath oceanic ridges.— J. Geophys. Res., 1971, v. 76, N 17.
Bonatti E. Origin of offsets of the Mid-Atlantic ridge in fracture zones.— J. Geol., 1973, v. 81.
Bonatti E., Honnorez J. Non-spreading crustal blocks of the Mid-Atlantic Ridge.— Science, 1971, v. 174.
Ozima M., Saito K., Matsuda J. e. a. Additional evidence of existence of acient rocks in the Mid-Atlantic Ridge and the age of opening of the Atlantic.— Tectonophysics, 1976, v. 31, N 1/2.
Maxwell J. C. The Mediterranean, ophiolites and continental drift. The megatectonics of continents and oceans. A. Johnson (Ed.). Rutgers, N. V., Rutgers Univ. Press, 1969.
Panekoek A. J. Uplift and subsidence in and around the Western Mediterranean since the Oligocene: a review. Sympos. on the problem of oceanization in the Western Mideterranean.— Verh. Koninkl. Ned. geol. mijnb. Genootschap. Deel 26, 1969.
Plate-tectonics: assessments and reassessments. Ch. F. Kahle (Ed.). Tulsa, Amer. Assoc. Petrol. Mem. 23, 1974.

Глава шестая

Безруков П. Л., Андрущенко П. Ф. Железо-марганцевые конкреции Индийского океана.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1972, № 7.
Белоусов В. В. Земная кора и верхняя мантия океанов. М., «Наука», 1968.
Билибин Ю. А. Избранные труды. т. 1, 2. М., Изд-во АН СССР, 1958—1959.
Беньоф Г. Сейсмические данные о строении коры и тектонической деятельности.— В кн.: Земная кора. ИЛ, 1957.
Бородаевская М. Б., Кривцов А. И. О структурной и возрастной асимметрии Урала на ранних стадиях герцинского развития.— Докл. АН СССР, 1974, т. 217, № 1.
Виноградов А. П., Чупахин М. С., Гриненко В. А. Изотопные соотношения S^{32}/S^{34} в сульфидах.— Геохимия, 1956, № 4.
Виноградов А. П., Гриненко Л. Н. О влиянии вмещающих пород на изотопный состав серы рудных сульфидов.— Геохимия, 1964, № 6.
Виноградов А. П. Введение в геохимию океана. М., «Наука», 1967.
Виноградов В. И. Изотопы серы и проблемы рудообразования. Симпозиум по применению стабильных изотопов в геологии. Тезисы докл. М., 1966.
Гриненко Л. Н., Гирин Ю. П., Севунец А. Г. и др. Изотопы серы в породах и рудах Алавердского района.— Геол. рудн. месторожд., 1973, № 3.
Дмитриев Л. В., Барсуков В. Л., Удинцев Г. Б. Рифтовые зоны океана и проблемы рудообразования.— Геохимия, 1970, № 8.
Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. И., Коваленко В. П. и др. Структурно-магматическая зональность и метал-

логения западной части Тихоокеанского пояса.— Геотектоника, 1973, № 5.

Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. И., Моралев В. М. Латеральная магматическая и металлогеническая зональность на основе палеотектонических реконструкций.— Геол. рудн. месторожд., 1974, № 4.

Иванов С. Н., Ефимов А. А., Минкин Л. М. и др. Природа Уральской геосинклинали.— Докл. АН СССР, 1972, т. 206, № 5.

Исследования по проблеме рифтовых зон Мирового океана. Т. 1, 2. М., «Наука», 1972.

Карпова Е. Д. Сводово-глыбовые области и их металлогения.— В кн.: Проблемы региональной металлогении и эндогенного образования. Л., 1968.

Карпова Е. Д. Металлогения областей тектоно-магматической активизации.— В кн.: Проблемы региональной металлогении. Л., 1973.

Ковалев А. А. Тектоника плит и некоторые аспекты металлогенического анализа.— Геол. рудн. месторожд., 1972, № 5.

Ковалев А. А. Новая глобальная тектоника и металлогения. Металлогения и новая глобальная тектоника. Краткие тезисы докл. Л., 1973.

Кропотова О. И. Решение некоторых вопросов геохимии эндогенного углерода по изотопным данным C^{12}/C^{13}. Симпозиум по применению стабильных изотопов в геологии. Тезисы докл. М., 1966.

Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. М., «Недра», 1964.

Кузнецов В. А. Ртутные формации и провинции СССР.— В кн.: Геология и генезис эндогенных рудных формаций Сибири. М., «Наука», 1972.

Меро Дж. Минеральные богатства океана. М., «Прогресс», 1969.

Новая глобальная тектоника. М., «Мир», 1974. Островные дуги. М., ИЛ, 1952.

Пейве А. В. Океаническая кора геологического прошлого.— Геотектоника, 1969, № 11.

Пейве А. В., Штрейс Н. А., Моссаковский А. А. и др. Палеозоиды Евразии и некоторые вопросы эволюции геосинклинального процесса. — Сов. геология, 1972, № 12.

Петровская Н. В., Гриненко Л. Н. Исследования изотопного состава элементов в связи с вопросами генезиса рудных месторождений.— Геол. рудн. месторожд., 1962, № 2.

Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана. М., «Мир», 1973.

Поляков Г. В. Явления мобилизации железа при образовании эндогенных магнетитовых месторождений юга Сибири.— Геол. рудн. месторожд., 1967, № 1.

Прокин В. А., Рудаков В. М., Солодкий Н. Н. Метасоматические породы колчеданных месторождений Южного Урала.— Труды Первого Уральского петрографического совещания. Т. 2. Свердловск, 1963.

Пронин А. А. Альпийский цикл тектонической истории Земли. Кайнозой.— В кн.: Проблемы возраста современных океанов. Л., «Наука», 1973.

Рундквист Д. В. Формирование планетарной металлогенической зональности в ходе эволюции земной коры. Металлогения и новая глобальная тектоника. Краткие тезисы докл. Л., 1973.

Сагателян Э. А., Гриненко Л. Н. Новые данные об изотопном составе серы в пиритах колчеданных месторождений Северной Армении.— Докл. АН АрмССР, 1964, т. 39, № 1.

Скрипченко Н. С., Веселовский Н. В., Алексеев А. П. Изотопный состав серы в пиритах медноколчеданных месторождений Северного Кавказа.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1963, № 5.

Смирнов В. И. Проблемы эндогенной металлогении. М., «Наука», 1965.

Смирнов В. И. Колчеданные месторождения.— В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. М., «Недра», 1968.

Смирнов В. И. Металлогения и источники рудообразующих веществ.— Закономерности размещения полезных ископаемых, 1969, вып. 9.

Смирнов В. И. Зоны Беньофа и геосинклинальная металлогения.— В кн.: Металлогения и новая глобальная тектоника. Краткие тезисы докл. Л., 1973.

Смирнов В. И. Зоны Беньофа и магматогенное рудообразование.— Геол. рудн. месторожд., 1974, № 1.

Смирнов В. И. О металлогении океана.— Геол. рудн. месторожд., 1975, № 1.

Соболев В. С. Условия образования месторождений алмазов.— Геол. и геофиз., 1960, № 1.

Старицкий Ю. Г. Некоторые особенности магматизма и металлогении платформенных областей.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1958.

Страхов Л. Г. Размещение кимберлитовых и базальтовых (долеритовых) трубок Сибирской платформы в зависимости от строения земной коры.— Докл. АН СССР, 1968, т. 179, № 5.

Твалчрелидзе Г. А. О принципах металлогенического анализа складчатых областей.— Геол. рудн. месторожд., 1972, № 6.

Трофимов В. С. Основные закономерности размещения и образования алмазных месторождений на древних платформах и в геосинклинальных областях. М., «Недра», 1967.

Чухров Ф. В. Некоторые вопросы генезиса месторождений в вулканических толщах.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1974, № 1.

Шейнманн Ю. М. Новая глобальная тектоника и действительность.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1974, № 5.

Шульц С. С. Глобальная тектоника и прогнозирование месторождений полезных ископаемых. — В кн.: Металлогения и новая глобальная тектоника. Краткие тезисы докл., Л., 1973.

Щеглов А. Д. Металлогения областей автономной активации. Л., «Недра», 1968.

Anger G., Nielsen H., Puchelt H., Ricke W. Sulfur isotopes in the Rammelsberg ore deposits (Germany).— Econ. Geol., 1966, N 3.

Ault W. U., Kalp J. I. Sulfur isotopes and ore deposits.— Econ. Geol., 1960, N 1.

Borchert H. T. Geosynklinale Lagerstätten, was dazu gehört nur was nicht dazu gehört, sowie deren Beziehungen zu Geotektonik und Magmatismus.— Freiberger Forschungsh., 1960, Bd 79.

Buschendorf Fr., Nielsen H., Puchelt H., Ricke W. Schwefel-Isotopen-Unter-Suchangen am Pyrit-Sphalerit-Baryt-Lager Meggen-Lenne (Deutschland) und an verschiedenen Devon-Evaporiten. — Geochim. et cosmoch acta, 1963, v. 27, N 5.

Crockett R. N., Mason R. Foci of mantle disturbance in Southern Africa and their economic significance.— Econ. Geol., 1968, N 5.

Dunham K. C. Geological controls of metallogenic provinces.— Bull. Dept. Nat. Develop. Bur. Mineral. Resour., Geol. and Geophys., Austral, 1973, N 141.

Eckerman H. On contributions to the knowledge of the alkaline dikes of the Alno region.— Arkiv mineralogi och geol., 1960, Bd 2, N 41.

Gavelin S., Patwel A., Ryhage R. Sulfur isotope fractionation in sulfide mineralisation.— Econ. Geol., 1960, N 3.

Guilberg J. Known interactions of tectonics and ore deposits in the context of new global tectonics.— Amer. Inst. Min. Metal. Pet. Eng. Soc. Min. Eng. Preprint, 1971.

Guild P. W. Massive sulfides and porphyry deposits in theirglobal tectonic setting.— Joint Meeting MMIJ-AIME, Tokyo, 1972a.

Guild P. Metallogeny and the new global tectonics. IGC, 24 Ses. Sect. 4, Mineral Deposit. Montreal, 1972b.

Jankovič S. Prospekcija u jugoistocnom Ialandu za mineralizacijom obojenih metala.— Zbornic radova K-G-M fakulteta, 1972.

Kennedy G. C., Nordlie B. E. The genesis of diamond deposits.— Econ. Geol., 1968, N 5.

Lowell J. D. Regional characteristics of porphyry copper deposits of the Southwest.— Econom. Geol., 1974, N 5.

Mitchell A. H., Bell J. D. Island-arc evolution and related mineral deposits.— J. Geology, 1973, v. 81, N 4.

Nishiwaki C. Fundamental aspects required to localite the formation of mineral deposits. Pt II.— Soc. Mining Geologists Japane, 1972. Spec. vol. 1972, N 4.

Pelissonnier H. Les dimensions des gisements de cuivre du monde.— Mem. BRGM, 1972, N 57.

Pereira J., Dixon C. Mineralisation and plate tectonics.— Mineral. deposita, 1971, v. 6, N 4.

Petrascheck W. Kontinentalverschiebung and Erzprovinzien.— Mineral. deposita, 1968, v. 3, N 3.

Petrascheck W. Kontinentalverschiebung: Zerteilung und Neuschaffung von Erzprovinzen.— Umschau, 1972, Bd. 72, N 21.

Sawkins F. J. Sulfide ore deposits in relation to plate tectonics.— J. Geol., 1972, v. 80, N 4.

Sillitoe R. A plate tectonic model for the origin of porphyry copper deposits.— Econom. Geol., 1972, v. 67, N 2.

Sillitoe R. H. Relation of metal provinces in Western America and the subduction of oceanic litosphere.— Bull. Geol. Soc. America, 1972, v. 83, N 3.

Tatsumo T. Sulfur isotopic fractionation between coexisting sulfide minerals from some Japanese ore deposits.— Econ. Geol., 1965, N 8.

Wagner P. A. The diamond fields of Southern Africa, 1917.

Walker W. Mantle cells and mineralization.— Trans. Soc. Mining and Eng. AIME, 1972, N 3.

Williams A. F. The genesis of the diamond, v. 1,2. London, 1932.

ЧАСТЬ ВТОРАЯ

ГЕОФИЗИКА

Введение
177

Глава первая
Строение тектоносферы по сейсмическим данным
179

Глава вторая
Строение коры и верхней мантии по гравиметрическим данным
220

Глава третья
Строение коры и верхней мантии по геомагнитным данным
267

Глава четвертая
Тепловые потоки из коры и мантии континентов
327

ВВЕДЕНИЕ

Между геологическими и геофизическими представлениями о строении Земли долгое время существовал глубокий разрыв, обусловленный различием в методике исследований и масштабах изучаемых объектов. Геофизика использовала методы, которые давали представления о физических параметрах либо Земли в целом, либо крупных структур планетарного масштаба, в то время как геология начинала свои исследования с изучения локальных неоднородностей на сравнительно небольших территориях. Поэтому геофизические понятия о концентрических оболочках Земли долгое время казались геологам весьма абстрактными.

Разрыв между этими представлениями начал сокращаться особенно интенсивно в последние 10—15 лет в связи с широким развитием региональных работ на материках и океанах. Масштабы работ в геологии и геофизике стали соизмеримы, и появилась возможность сопоставления геофизических данных с конкретными геологическими структурами. Этот новый этап развития наук о Земле ознаменовался сотрудничеством геологов и геофизиков во время проведения Международного геофизического года и осуществления Международного проекта изучения верхней мантии и ее влияния на процессы в земной коре.

Однако до недавних пор корреляция геоструктур с глубинным строением ограничивалась в основном земной корой, т. е. самой верхней частью тектоносферы. С развитием геофизических методов возрастали глубинность региональных работ и их детальность, что привело к открытию планетарных неоднородностей не только в коре и литосфере, но и во всей верхней мантии, а в последнее время получены данные об изменчивости параметров в нижней мантии и внешнем ядре.

Прогресс в области развития методов обнаружения структурных неоднородностей на глубине дал основание для исследования возможности перехода от геофизических параметров к вещественному составу глубинных недр.

В настоящее время мы располагаем огромным объемом геологической и геофизической информации, полученной в разных районах земного шара. На земной поверхности уже не осталось крупных морфоструктур, на которых не были бы проведены геологические и геофизические исследования. Несмотря на разномасштабность этих исследований, есть основание считать, что изучение структуры Земли прошло первый этап рекогносцировочной геолого-геофизической съемки. Сейчас в науках о Земле четко намечаются две главные проблемы: структурная, т. е. изучение не только общих черт, но и деталей строения разных тектонических зон, и вещественная, состоящая в определении состава земных недр.

Эти задачи поставлены перед Международным геодинамическим проектом и решаются учеными многих стран мира. Из них вытекают следующие конкретные направления исследований.

1. Изучение особенностей строения глобальных структур и областей их сочленения с целью определения эволюции поверхности Земли. В методическом плане большое значение в этой проблеме имеют так называемые длинные профили ГСЗ, которые дают возможность увеличить глубинность исследований до 100—200 км, т. е. осветить структуру не только земной коры и литосферы, но и область астеносферы. Сочетание данных этих профилей с анализом волн землетрясений дает возможность с достаточной точностью определить разрез тектоносферы, выявить ее латеральные неоднородности и сопоставить глубинные неоднородности в тектоносфере с геоструктурами.

2. Изучение деталей структуры коры и верхней мантии, которое даст точное представление

о распределении геофизических параметров по глубине и позволит коррелировать их с термическим режимом данной территории и историей его развития, на основе чего станет возможным определить состав глубинного вещества.

3. Лабораторное изучение вещественного состава и физических параметров типичных горных пород в условиях высоких давлений и температур.

Совершенно особую роль на данном этапе приобрело бурение в глубоком океане. Получение кернов пород фундамента, т. е. консолидированной земной коры, даст материал для изучения состава океанической коры. Начато также глубинное бурение в кристаллических породах на континентах. Первая сверхглубокая скважина бурится в СССР на Балтийском щите. Результаты бурения дадут возможность сопоставить данные геофизики с конкретным геологическим разрезом, выяснить природу сейсмических границ раздела, определить другие физические параметры вскрытых горных пород.

В этой части представлены результаты исследований тектоносферы Земли четырьмя главными геофизическими методами: сейсмическим, гравиметрическим, геомагнитным и термическим. Бурное развитие техники привело к естественному возникновению разных модификаций методов геофизических наблюдений, основанных на использовании разнообразной информации, часто трудно сопоставимой даже для специалистов. Между тем для геологов в большинстве случаев доступны геофизические данные только в их конечном выражении — в виде разрезов, схем и т. п., в которых не отражены секреты «геофизической кухни». Мы надеемся, что данная работа поможет широкому кругу геологов более избирательно подходить к геофизической информации.

Глава первая

СТРОЕНИЕ ТЕКТОНОСФЕРЫ ПО СЕЙСМИЧЕСКИМ ДАННЫМ

1.1. Структурная сейсмология и ее методы[1]

1.1.1. Методы структурной сейсмологии

Часть сейсмологии, которая изучает строение Земли, получила название структурной сейсмологии. Как самостоятельное направление структурная сейсмология оформилась в последние десятилетия благодаря широкому развитию международных исследований глобального масштаба, направленных в первую очередь на изучение строения земной коры и верхней мантии.

Структурная сейсмология располагает большим разнообразием методов исследования, основанных на регистрации разных типов упругих волн, возбуждаемых естественными (землетрясения, вулканы) и искусственными (взрывы, сигналы пневмопушек, искровые разряды, удары и т. п.) источниками.

Современная структурная сейсмология использует чрезвычайно широкий частотный диапазон упругих колебаний: от самых низких (сотни секунд) до ультразвуковых (десятитысячные доли секунды).

Методы структурной сейсмологии различаются по типам волн (объемные, поверхностные) и по детальности систем наблюдений, которая определяется густотой сети регистрирующих приборов. В сейсмологии, как и в любых других разделах науки, уменьшение объекта исследований требует увеличения детальности наблюдений, т. е. увеличения информации на единицу площади. Наиболее детальными являются *методы сейсморазведки*, предназначенные для изучения сравнительно небольших (5—10 км) глубин и небольших по размерам структур в осадочной толще или верхней части кристаллических пород. Далее идут методы глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ) и метод обменных волн от удаленных землетрясений (МОВЗ), разработанные для изучения строения земной коры и нижней литосферы. Методы поверхностных волн и объемных волн от землетрясений и больших эпизодических взрывов позволяют изучать неоднородности в коре и мантии крупных регионов при помощи временных сетей станций. Телесейсмические методы дают представление о структуре всей мантии и ядра Земли.

Это разделение в значительной мере формальное — сопредельные группы разных модификаций тесно соприкасаются и в процессе полевых наблюдений, и особенно при обработке сейсмических записей и их толковании, так как теория распространения сейсмических волн едина для упругого поля всех диапазонов частот, так же как едины и идейные подходы к решению обратных задач геофизики.

Сейсмические методы изучения строения Земли завоевали положение основных среди других геофизических методов в связи со спецификой реакции упругого импульсного поля на неоднородности среды, в которой оно распространяется. Упругие волны и соответственно упругие поля в отличие от других физических полей — гравитационного, магнитного, электрического, теплового — дают возможность изучать не интегральный, а дифференциальный эффект среды, например отражающие или преломляющие свойства определенных границ раздела, скорости распространения волн в отдельных слоях и т. д.

Сейсмограмма, т. е. запись импульса, возбужденного в источнике и принятого в любой точке на поверхности Земли, несет в себе информацию о всех упругих свойствах среды, через которую этот импульс прошел. Однако расшифрование и количественное определение этих свойств требуют не одной записи, а большой их совокупности, которая и определяет детальность систем наблюдений. Чем полнее эти системы, тем точнее может быть построен

[1] Раздел составили И. П. Косминская и Н. И. Давыдова.

сейсмический разрез, т. е. определены глубины отражающих и преломляющих границ и скорости в слоях между ними.

В связи со сложной структурой Земли детальность наблюдений, как правило, всегда бывает недостаточна для однозначного решения обратных задач структурной сейсмологии. Исключением являются новейшие, чрезвычайно плотные (до нескольких тысяч измерений на 1 км профиля) сейсморазведочные системы метода отраженных волн, применяемые с целью изучения тонкой структуры нефтеносных районов и позволяющие строить предельно точные в современном понимании разрезы.

При работах по изучению земной коры и верхней мантии, результаты которых мы и будем рассматривать, системы наблюдений обычно задаются так, чтобы определить главные черты структуры. В связи с этим при решении обратной задачи многие особенности разреза не могут быть точно определены, и поэтому часто сейсмический разрез строится в нескольких равновероятных вариантах кинематики первых волн. Чем меньше детальность наблюдений, тем, естественно, больше возможных вариантов. Этим во многих случаях объясняется явление «множества интерпретаций» одних и тех же материалов для некоторых районов. Мы рассмотрим причины многозначности решений для метода ГСЗ, так как именно этим методом в последние 20 лет получены основные материалы о строении коры и верхней мантии.

Главными опорными сейсмическими границами в земной коре являются поверхность консолидированной коры, подстилающая осадочный комплекс субгоризонтально залегающих пород, и граница Мохоровичича (граница М) между корой и верхней мантией. Преломленные волны от этих границ прослеживаются на сейсмических записях первыми и надежно опознаются по скоростям при наблюдениях в разнообразных сейсмогеологических условиях.

В большинстве районов с континентальной корой в области последующих вступлений регистрируются интенсивные отраженные волны от границы Мохоровичича. Промежуточные границы в коре имеют локальное распространение, а их положение в разрезе неустойчиво и поэтому их идентификация на разрозненных профилях ГСЗ ненадежна. Отсутствие в коре устойчивых опорных отражающих границ затрудняет определение сейсмических скоростей и создает возможности для множества вариантов закона распределения скорости внутри коры. Наиболее неопределенными являются области пониженных скоростей, само наличие которых иногда трудно выявить. Более надежно устанавливается наличие границ с повышенными скоростями, но при отсутствии от них отражений они при определенных значениях глубин и скоростей могут быть пропущены, т. е. как бы «выпадают из разреза», так как соответствующие им волны находятся в последующей части записи, где они обычно интерферируют с другими колебаниями, и поэтому из них трудно получить прямую информацию об этих слоях.

Инвариантным параметром для множества решений о законах изменения скорости с глубиной является средняя скорость в коре до границы М, значение которой аналогично средней плотности коры или средней проводимости, т. е. эта величина не зависит от порядка чередования в разрезе слоев с повышенными и пониженными скоростями. Этот параметр очень устойчив, особенно если определен по докритическим [1] отражениям от границы М.

По данным ГСЗ обычно определяются следующие параметры коры: скорости до отражающих и преломляющих границ и глубины их залегания, скорости в слоях между ними, закон распределения скорости с глубиной. Условия (возможность, надежность, точность) определения этих параметров различны в зависимости от типов регистрируемых волн и детальности наблюдений.

В ГСЗ получили наибольшее распространение профильные наблюдения, при которых получается совокупность систем годографов (функция $t(\Delta)$, где t — время прихода волны, Δ — расстояние от источника до приемника), позволяющая непрерывно прослеживать вдоль данной линии наблюдений волны одного типа, связанные с определенной областью глубин или сейсмической границей в разрезе. На таких профилях обычно четко выделяются два типа продольных волн: преломленные и отраженные (рис. 1.1). При определенных условиях удается при взрывах наблюдать и поперечные волны этих же типов.

К преломленным волнам относятся первые и последующие колебания на сейсмограмме, которые имеют близкие к прямолинейным годографы и могут относиться к двум подтипам: головным волнам, скользящим вдоль границ раздела, на которых скорость изменяется резко, скачкообразно (рис. 1.1, a_1,$в_1$), и заходящим или рефрагированным волнам, свойственным сре-

[1] Докритическая область глубинных отражений занимает интервал от источника до удалений, близких к удвоенной величине глубины залегания отражающей границы. Отражения, прослеживающиеся на бо́льших удалениях, называются закритическими.

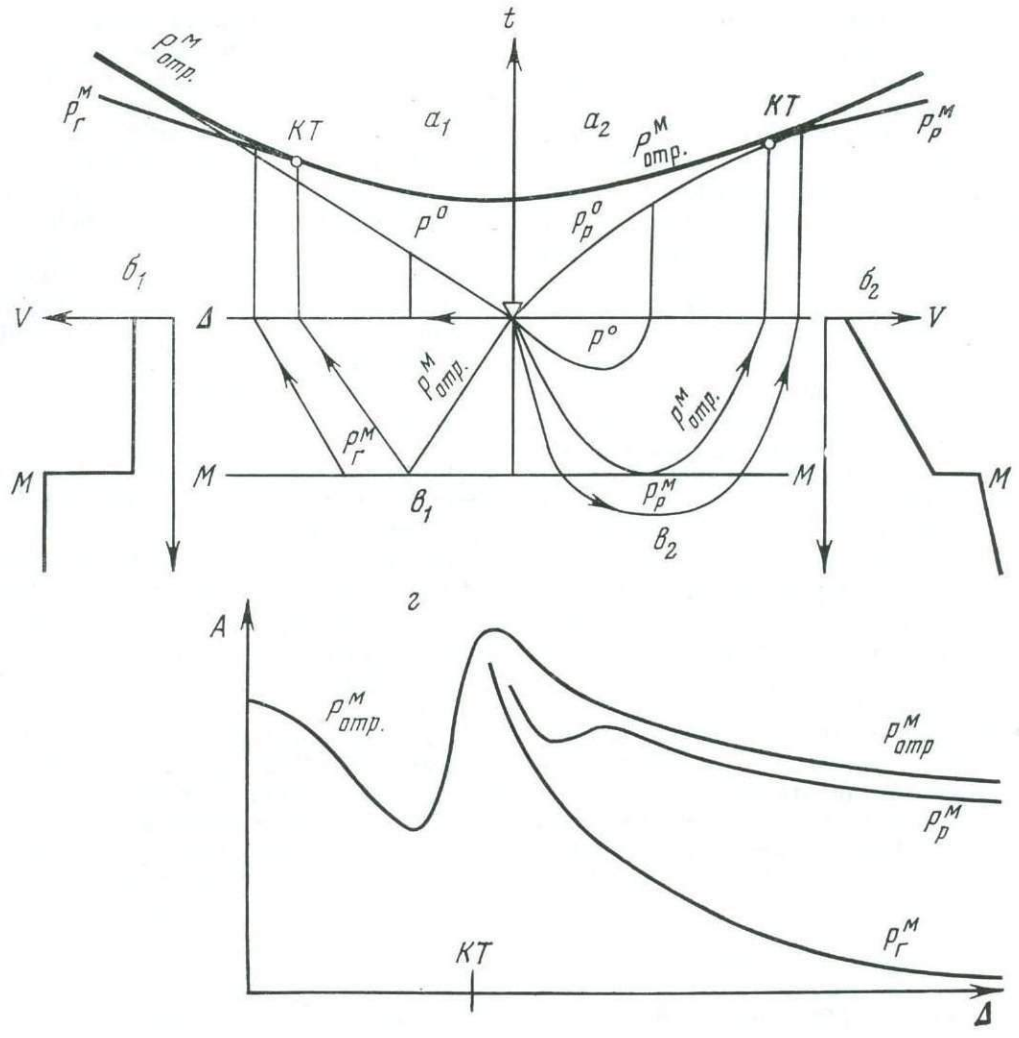


Рис. 1.1 Годографы (а), лучевые схемы (в), скоростные(б) и амплитудные (г) кривые для прямых P^0, головных $P_г$, рефрагированных $P_р$ и отраженных $P_{отр}$ волн в однородно ($б_1$)- и неоднороднослоистых ($б_2$) средах
КТ — начальная или критическая точка для преломленных волн

дам с возрастающей с глубиной скоростью (рис. 1.1, $а_2$, $в_2$). В реальной среде обычно имеются условия для возникновения обоих подтипов волн, которые в случае слабой скоростной дифференциации бывают трудно различимы по кинематике (т. е. форме годографов). Это обстоятельство создает условия для многозначной интерпретации внутренней структуры коры и рельефа границы М, так как при значительных удалениях от источника, на которых волны от этой границы прослеживаются в качестве первых колебаний, различие в путях прохождения головных и рефрагированных волн при одном и том же времени их прихода может быть весьма существенным.

Успехи в развитии теории распространения сейсмических волн, достигнутые в последнее время благодаря применению ЭВМ, позволяют решать прямые сейсмические задачи для сложных сред, что в свою очередь дает возможность прибегнуть при интепретации экспериментальных данных к методу подбора, т. е. выбирать из набора моделей среды такие, для которых расхождение с наблюденными данными минимально. Ясно, что решения нужно искать среди определенного класса моделей, для которых возможны наблюдаемые типы волн. Если по экспериментальным данным тип волны определяется неуверенно, то класс моделей при решении прямой задачи должен быть расширен.

До недавнего времени (примерно до 60-х годов) все разрезы ГСЗ строились в классе

однородных и слабонеоднородных слоистых моделей с резкими границами раздела, на которых возникают головные (скользящие) волны. В последнее время получено много фактов, подтверждающих теоретические представления о том, что наиболее динамически устойчивыми в реальных, даже слабоградиентных средах должны быть рефрагированные или заходящие волны. Головные волны несут малую энергию даже в случае достаточно резких границ раздела и затухают сильнее с расстоянием, чем волны рефрагированные (рис. 1.1, *г*).

Названные два класса моделей (рис. 1.1, $б_{1,2}$) при малых градиентах скоростей нередко бывают кинематически неразличимы. Их параметры могут быть взаимно согласованы в отношении глубины границы М и средней скорости в коре, если граница М почти горизонтальна, а при ее построении по головным волнам учтено влияние градиента в верхней среде. При сложном рельефе границы М эти два типа моделей дадут систематические расхождения. В варианте головных волн граница М всегда располагается на меньших глубинах, а все особенности ее рельефа смещены в сторону источника по сравнению с разрезом для рефрагированных волн. Степень этого расхождения зависит от величины градиента скорости над границей М и под ней и от углов ее наклона. При больших глубинах (40—50 км) расхождения могут достигать 5—10 км.

Анализ разных подходов к интерпретации данных структурной сейсмологии дает возможность определить наиболее вероятные систематические ошибки, которые могли возникнуть при обработке данных ГСЗ, полученных в разные периоды развития этого метода.

Так, в 50—60-х годах в большинстве случаев докритические отраженные волны от промежуточных границ в коре и границы М относились к головным волнам. Это привело к завышению скоростей в разрезе коры, особенно в ее верхней части, и к представлениям о ее расслоенности на достаточно толстые слои. Такие разрезы, как правило, не удавалось согласовать с величиной средней скорости, определенной по закритическим отражениям от границы М. Многие авторы игнорировали это расхождение и пытались его обойти путем независимого построения разных границ. Решение прямой задачи для таких разрезов легко обнаруживает это несоответствие. На разрезах этого типа положение границы М обычно достаточно точно определено, в то время как положение промежуточных границ может быть существенно искажено.

Последующий анализ волновых полей показал, что построенные ранее границы с большими скоростями (Коростенский плутон на Украине, профиль Копетдаг — Аральское море) являются отражающими и не всегда соответствуют границам толстых скоростных слоев, а могут быть связаны с достаточно тонкими и неустойчивыми областями неоднородностей в разрезе.

Сделанные замечания об эволюции подходов к интерпретации в ГСЗ нужно иметь в виду при обобщении данных о структуре земной коры, полученных со времен Мохоровичича, так как каждый из сейсмических разрезов может отражать ошибочные представления своего времени.

Наиболее надежными сейсмическими параметрами старых и новых сейсмических разрезов были и остаются рельеф, положение и скорости для поверхности консолидированной коры $К_0$, границы Мохоровичича и средние скорости в земной коре $\overline{V}^{м}$. Эти параметры можно использовать для разнообразных геологических обобщений и классификации глубинных структур.

Вторым распространенным и широко применяемым в СССР методом глубинных исследований является метод обменных волн землетрясений (МОВЗ). Он основан на регистрации волн от удаленных источников, которые подходят снизу к коре как продольные и на границах М, $К_0$ и границах внутри коры обмениваются на поперечные. Этот метод несет богатую информацию о внутренней структуре неоднородностей в коре и их свойствах (обмен возникает на резких границах), но физическая расшифровка границ обмена затруднена в связи с тем, что по данным этого метода нельзя определить величины скоростей. Поэтому данные МОВЗ представляются в виде временных разрезов, которые можно перевести в глубинные, используя либо уже имеющиеся данные ГСЗ, либо проводя специальные наблюдения. Метод МОВЗ особенно успешно используется при изучении глубоко залегающего фундамента. В последнее время много попыток предпринято для изучения с его помощью неоднородностей в верхней мантии.

Можно думать, что будущее методики структурной сейсмологии заключено именно в сочетании методов активных, располагающих управляемым источником, и пассивных, связанных с целенаправленной регистрацией волн от землетрясений.

Из пассивных методов, использующих для структурных целей местные землетрясения,

следует назвать метод региональных годографов, широко применяемый в наших сейсмоактивных среднеазиатских зонах. Благодаря большому числу землетрясений этот метод дает возможность не только повысить точность определения координат гипоцентров, расположенных на разных глубинах, но и определить разрез коры с выделением по годографам первых волн слоев с пониженными скоростями. Метод основан на статистической обработке большого количества записей землетрясений с разной глубиной очагов и дает возможность районировать сейсмоактивную область по типам разрезов. Разрешающая способность метода еще недостаточно хорошо известна, и для этого необходима постановка специальных методических работ.

Возможности метода поверхностных волн *землетрясений и ряда других модификаций* структурной сейсмологии, базирующихся на записях землетрясений сетью постоянной мировой сети станций и специальными временными станциями и использующих волны от землетрясений для изучения мантии, рассматриваются в разделе 1.4.

1.1.2. Типы коры и принципы их классификации

Еще недавно количество профилей ГСЗ было столь незначительно, а площади, покрытые сейсмическими наблюдениями, так малы, что попытки обобщения данных сводились в основном к фиксации различия в строении коры таких крупных планетарных элементов, как материки и океаны, или к выделению аномальных промежуточных типов коры в таких районах, как котловины окраинных и внутренних морей. Так возникло известное представление о четырех основных типах коры: континентальном, океаническом, субокеаническом и субконтинентальном.

За последние годы положение существенно изменилось. Большую роль в этом сыграло развитие работ в СССР, Западной Европе, США, Японии, а в последнее время в Индии, Южной Америке и Австралии. Огромный объем работ проведен и на океанах.

Изучение глубинного строения разнообразных геоструктур континентов и океанов показало (в некоторых случаях почти на статистическом уровне) тесную корреляционную связь между основными параметрами коры (ее толщиной, средним скоростным составом) и типом геологической структуры на континентах и морфологией структур на океанах. В результате изучения этих связей классификация глубинных сейсмических разрезов земной коры приобрела вполне определенный геологический смысл, а названия типов коры отражают структурно-тектонические представления. Для геологов и геофизиков стали привычными термины: кора платформ и щитов, кора глубоких прогибов, кора складчатых областей, кора рифтовых зон. Каждое такое понятие подразумевает определенное количественное отношение между перечисленными выше основными параметрами коры. Так, кора платформ имеет среднюю толщину 35—40 км, среднюю скорость 6,2—6,5 км/с и тонкий осадочный слой. Кора прогибов имеет примерно ту же общую толщину, но осадочный слой играет в ней бо́льшую роль, составляя треть или половину от всей мощности. Скорость в консолидированной коре прогибов больше, чем на платформе, т. е. в прогибах кора как бы более тяжелая. Кора складчатых зон наиболее сложно построена и почти всегда более толстая, чем на платформах (Альпы — более 50 км, Памиро-Гималаи — более 60 км и только Приморье — около 35—40 км). Эти основные средние параметры *основных типов геоструктур в конкретных условиях* обычно варьируют в широких пределах, что создает трудности при выделении определенного типа коры в зонах сочленения структур или даже внутри какой-либо структуры.

Каковы же возможности сейсмологии в области детализации классификации коры и выявления в ней признаков истории формирования, которые обычно используются геологами при тектоническом районировании территории? Вначале казалось, что эти особенности коры легко вскрыть, изучая детали ее скоростного строения и устанавливая закономерности в соотношении слоев и скоростей в разрезе.

Так как достаточно длительное время сейсмологи и геологи представляли разрезы коры в виде двухслойной модели, разделяя ее на условные верхний «гранитный» и нижний «базальтовый» слои, то естественно было в первую очередь использовать особенности этих слоев для генетической классификации глубинных структур. Однако развитие техники, методики и теории метода ГСЗ вскрыло многие принципиальные неточности в старых данных, опирающихся на разделение коры на стандартные этажи.

Новые детальные исследования обнаружили неустойчивость этих общепринятых понятий и условность, а иногда и явную невозможность разделения коры на два слоя в связи с тем,что

пределы скоростей для них перекрываются, а промежуточные границы в коре иногда либо вообще отсутствуют, либо их несколько и они имеют промежуточные скорости, которые позволяют относить их к верхам и к низам коры.

Это обстоятельство заставило сейсмологов перейти к новой форме изображения сейсмического разреза в виде изолиний скоростей, которые позволяют более определенно коррелировать разобщенные разрезы по заданному скоростному уровню. Что касается традиционных понятий «гранитный» и «базальтовый» слои, то они постепенно утрачивают свой смысл, заменяясь такими терминами, как верхний, средний и нижний скоростные этажи коры (Павленкова и др., 1974). В петрологических моделях коры этим слоям обычно дают названия гранито-гнейсовый, гранулито-базитовый и т. п. (Белоусов, 1966; Беляевский, 1974).

Сам факт сильной изменчивости внутренней структуры коры при достаточной стабильности параметров мантии (скорость на границе М варьирует в малых пределах — от 7,9 до 8,2 км/с, а на условной границе Конрада от 6,4 до 7,2 км/с) представляет большой геолого-геофизический интерес, так как свидетельствует о большом разнообразии вещественного состава коры. Но анализ этого разнообразия требует особого внимания к качеству полученных сейсмических данных и к их надежности, учитывая возможные трудности обобщения данных, полученных на разобщенных профилях в разное время, при разнодетальных наблюдениях.

Обнаружение деталей структуры во многих случаях целиком определяется системой наблюдений, так как в некоторых случаях промежуточные границы могут быть просто не выявлены, хотя они реально и существуют.

Поэтому для глобальных обобщений и классификации сейчас желательно использовать только основные параметры скоростного разреза, а при анализе разрезов на геотраверзах сравнивать уровни равных скоростей. При переходе к определению вещественного состава в эти уровни могут быть внесены поправки за температурный режим той или иной области.

В дополнение к основным параметрам коры при анализе конкретных структур могут быть использованы такие важные показатели, как толщина осадочных пород, характеризующая степень прогибания структуры, отношение толщины слоев в коре для определенного диапазона скоростей (например, между изолиниями 6,0 и 6,5 км/с и 6,5—7,0 км/с и т. д.), которые при примерно равных P,T-условиях могут рассматриваться как слои одинакового состава.

Большой интерес для сравнения с геологическими характеристиками в дополнение к изолиниям скоростей представляет степень расслоенности коры, которая выражается степенью насыщенности разреза отражающими площадками. Многое можно получить, очевидно, сравнивая геологические разрезы с микроструктурой зоны перехода от коры к мантии.

Однако для изучения указанных особенностей в микроструктуре разных этажей коры и сравнения их с геологической ситуацией, что может открыть причинные связи между глубинными процессами и их выражением на поверхности, нужны совершенно специфические эксперименты, которые в настоящее время осуществлены только в очень ограниченном объеме. Их методика еще только разрабатывается, а результаты пока не могут распространяться на значительные территории, хотя они и очень обнадеживающие. Можно полагать, что именно в деталях строения коры и заложена глубинная индивидуальность каждой отдельной структуры, образованной в особых условиях ее тектонического режима, связанного с первичным составом и состоянием вещества коры и порождающей ее мантии.

Вернемся к моделям коры. В сейсмике используют понятия двумерной и одномерной сейсмических моделей. Такие обобщенные скоростные модели для коры континентального и океанического типов показаны на рис. 1.2. Они отражают представление о ее блоково-слоистом строении. Под блоком понимается область, для которой сохраняется определенный характер расслоенности коры с глубиной. На рис. 1.2, *А* (колонки *1* и *3*) показано два типа блоков: *1* — с постепенным поэтажным возрастанием скорости с глубиной, *3* — с зоной пониженных скоростей в верхах коры. Границы между скоростными этажами показаны в виде пилообразной скоростной кривой, схематически представляющей инверсионную тонкослоистую пачку. Такая структура границ наилучшим образом объясняет наличие в ряде районов интенсивных докритических отражений от промежуточных границ в коре и от границы М. Микронеоднородности внутри блоков отражены в пилообразности скоростных кривых. Графики добротности Q (степени упругости) и прозрачности Q_g (степень микрооднородности), представлены в колонках *4* и *5*.

Более гипотетична обобщенная модель для океанов. Однако, как мы увидим в разделе 1.3, новейшие данные подтверждают наличие блоков в структуре даже океанических плато со

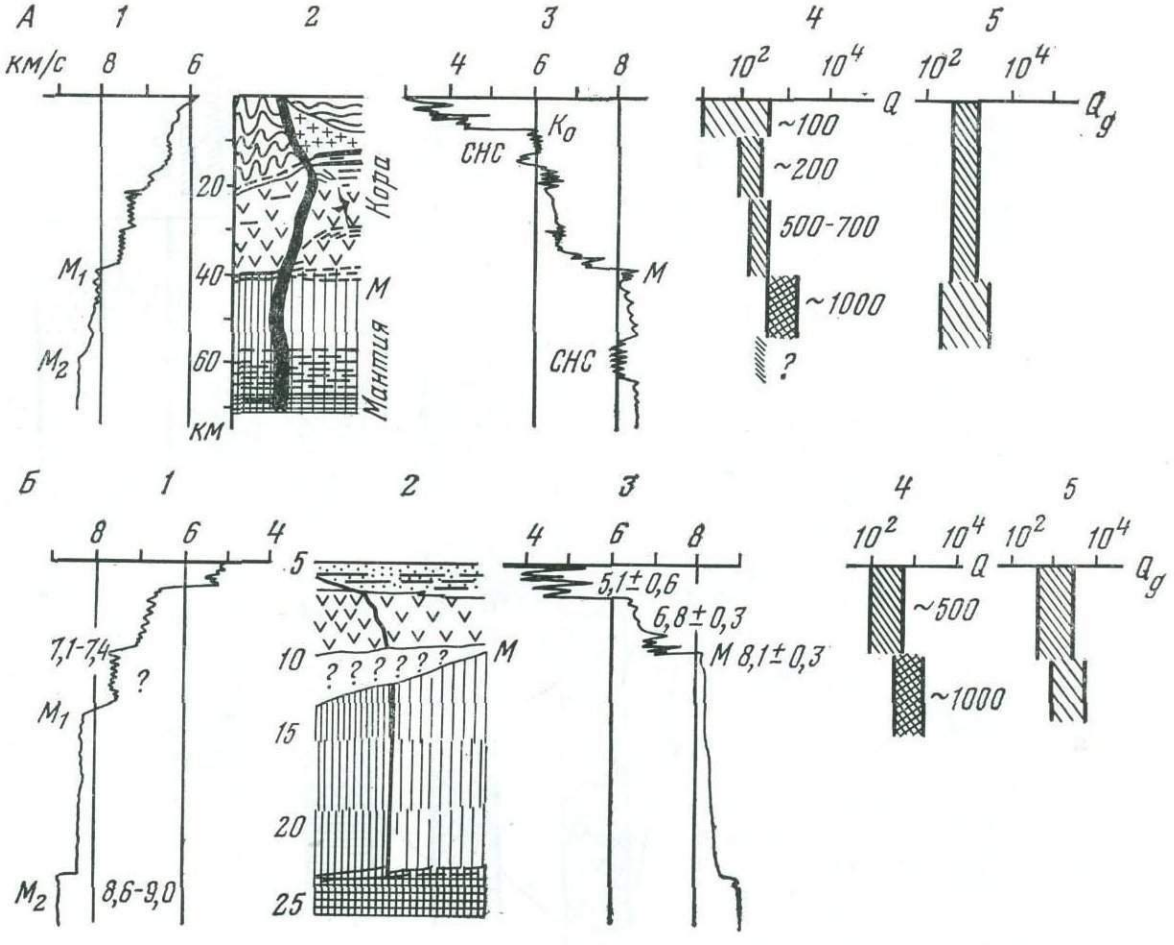


Рис. 1.2. Обобщенные сейсмические модели коры континентального (А) и океанического (Б) типов. Составила И. П. Косминская

1, 3 — скоростные кривые (СНС — слой низких скоростей, K_0 — поверхность консолидированной коры, М — граница Мохоровичича, M_1, M_2 — границы в мантии); *2* — геологический разрез для двух соприкасающихся блоков; *4* — график добротности Q[1]; *5* — график прозрачности Q_g

спокойной морфологией абиссальных равнин. Сравнение графиков добротности и мутности (рис. 1.2) показывает, что кора океанов более добротная и менее мутная (т. е. более однородная), чем кора материков, а мантия континентов и океанов более добротная и более прозрачная, чем кора. На рис. 1.3 и 1.4 показаны скоростные колонки для основных структур континентального и океанического типов [2]. Их общие характеристики будут даны в разделах 1.2 и 1.3.

1.1.3. Тонкая структура границы М

До недавнего времени рассматривались только такие модели коры и верхней мантии, в которых слои были отделены один от другого резкими границами первого порядка с тем или иным скачком скоростей ΔV.

Немногим более 10 лет тому назад появились первые работы, в которых границу М стали рассматривать как переходную зону. В последние 5—6 лет некоторые исследователи для области перехода от коры к мантии предлагают тонкослоистые инверсионные модели.

Теперь под глубинными сейсмическими границами понимают не только границы первого порядка (с нулевой мощностью), но и зоны со сложным законом изменения скорости с глубиной, мощности которых равны 1—3 длинам волны.

[1] По последним данным длинных профилей ГСЗ для низов коры и верхов мантии $Q \approx 200 - 400$.

[2] Здесь и далее мы даем примеры в основном из зарубежных публикаций, имея в виду, что советскому читателю известны монографии Л. С. Вольвовского (1973) и Н. А. Беляевского (1974), освещающие результаты ГСЗ в СССР.

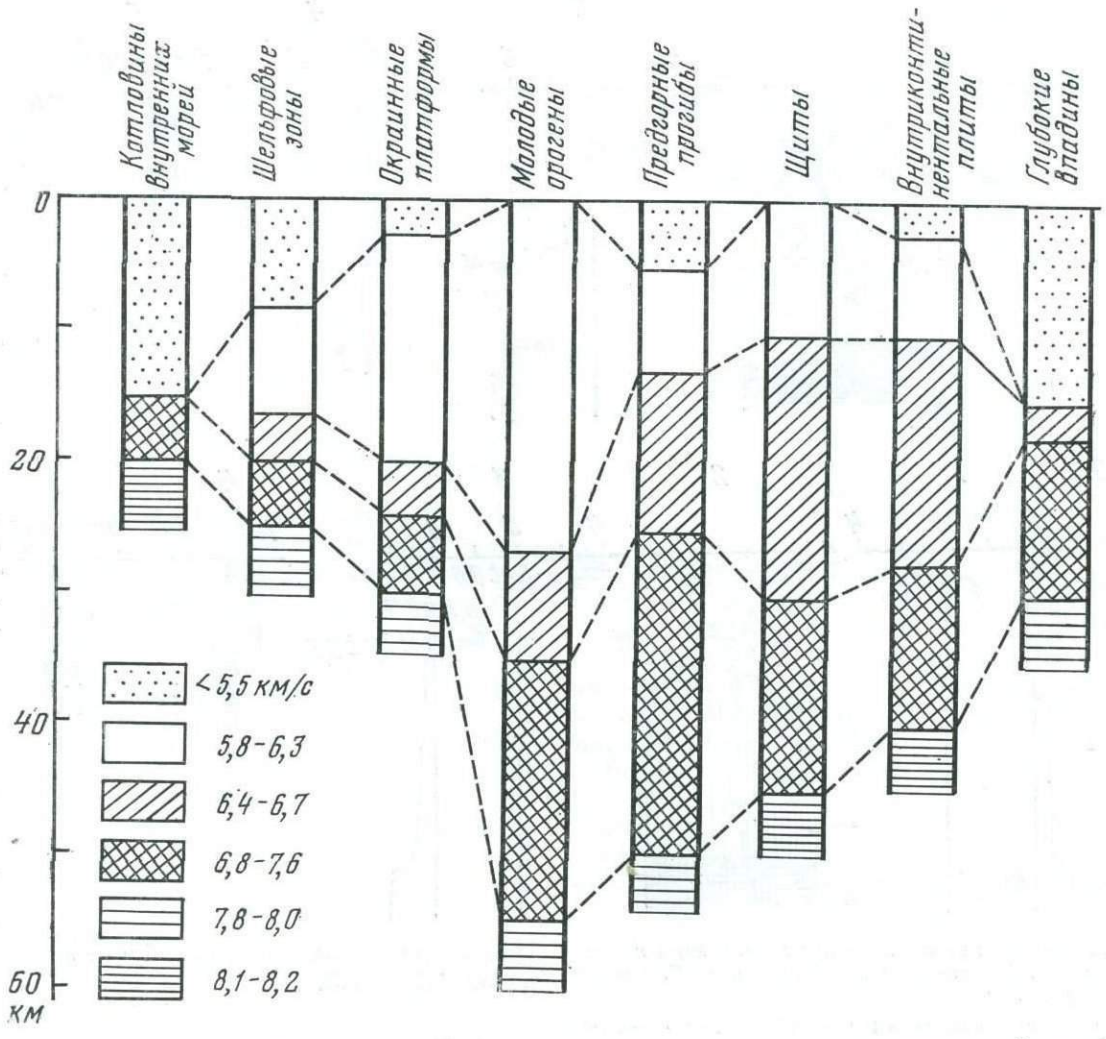


Рис. 1.3. Скоростные колонки для основных структурных элементов материков. Составила Н. И. Павленкова

Скорости в слоях (сверху вниз); *1* — осадочный, *2* — верхний слой консолидированной коры, *3* — средний, *4* — нижний; *5*, *6* — скорости для верхней мантии

Для изучения рельефа и глубины залегания сейсмических границ используют кинематические характеристики волн — годографы, скорости, а для определения их скоростной модели необходимо анализировать динамические характеристики волн.

Возможности определения скоростной модели границ зависят от типа применяемых волн. *Наибольшей разрешающей способностью* обладают докритические отраженные волны. Теоретические исследования динамических характеристик глубинных волн в докритической и закритической областях позволили выявить диагностические признаки выделения трех основных типов скоростных моделей глубинных границ (рис. 1.5): I — границы первого порядка со скачком скоростей, II — переходная зона с плавным изменением скорости с глубиной, III — инверсионные тонкослоистые модели. Среди моделей последнего типа можно выделить периодические (и квазипериодические), непериодические и модели со случайной структурой.

Закритические отраженные волны от области М, как правило, доминируют среди других глубинных волн, и поэтому они являются очень важным индикатором границы М — ее положения в разрезе и рельефа. Однако закритические отраженные волны не могут быть использованы для определения скоростной модели области М, так как их динамические характеристики практически одинаковы для всех трех типов скоростных моделей глубинных границ. По закритическим отражениям и преломлен-

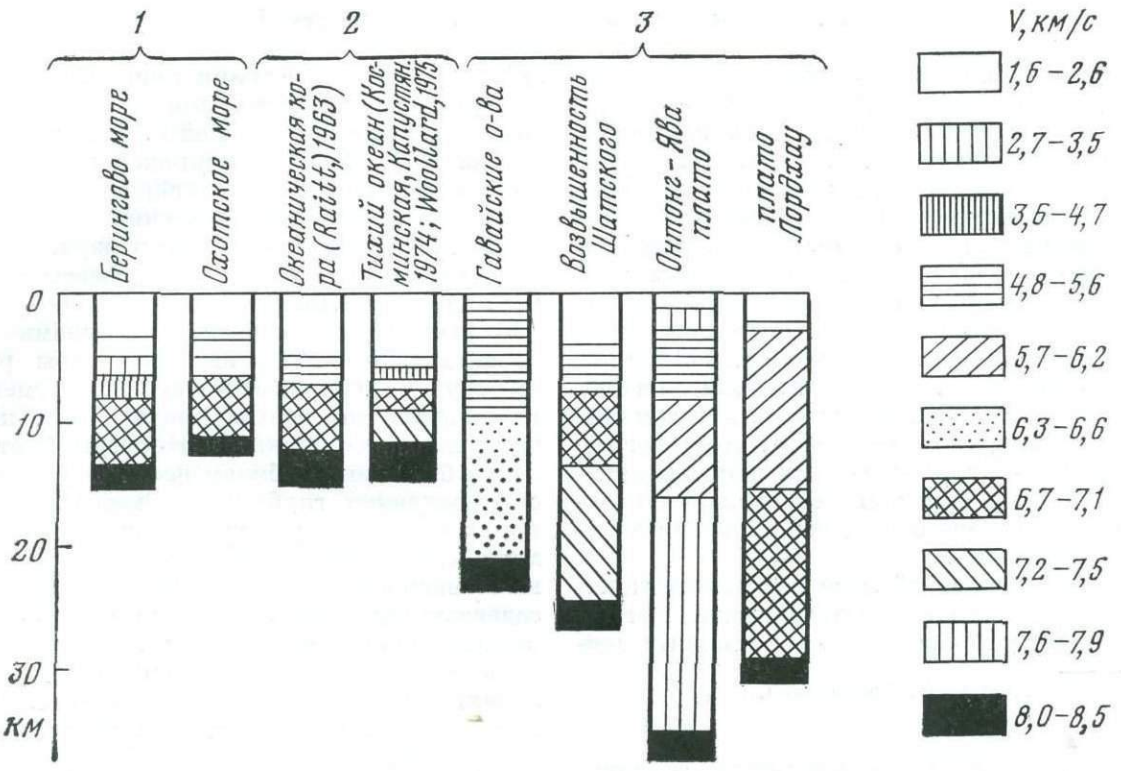


Рис. 1.4. Скоростные колонки для основных морфоструктур океанов (Косминская, Капустян, 1974; Woollard, 1975)

1 — краевые моря; *2* — океанические плато; *3* — структуры тихоокеанских возвышенностей и плато

ным волнам можно определить сравнительно толстые переходные зоны мощностью 5—8 км.

Докритические отражения от границы М не везде удается легко регистрировать и выделять; возможно, это связано с тем, что во многих случаях мешают этому интенсивные волны-помехи. Тем не менее в ряде районов интенсивные докритические отражения от М регистрируются, и попутно с сейсморазведкой на нефть и другими региональными работами получены записи глубинных докритических отражений. На территории СССР докритические отражения от области М (или других глубинных границ) зарегистрированы на востоке Русской платформы, Украинском щите, на профиле Магадан — Колыма, в Казахстане, в межгорной Закавказской впадине, на юго-восточном побережье Каспийского моря, в Западном Узбекистане, Туркмении. В литературе имеются сведения о регистрации интенсивных докритических отражений от границы М на ряде участков Рейнской области, Венгерской низменности, Канадского щита. Почти во всех этих районах имеются некоторые данные об амплитудных и частотных особенностях глубинных докритических отражений, позволяющие предположить, что наиболее вероятными для глубинных границ являются модели инверсионного тонкослоистого типа.

Отметим, что преобладающие частоты глубинных докритических отражений несколько различны для разных районов. Так, в Западном Узбекистане они составляют 11 и 15 Гц; на Русской платформе — 17—20 Гц; на юго-восточном берегу Каспийского моря и в Венгрии отмечены наиболее высокие частоты — 35 Гц.

Так как преобладающие частоты обусловлены толщиной тонких слоев в пачке, то можно предположить, что около Каспия и в Венгерской низменности мощности слоев, составляющих инверсионную структуру области М, примерно в 2 раза меньше, чем на Русской платформе, и почти в 3 раза меньше, чем в Западном Узбекистане (по грубым оценкам мощность тонких слоев составляет соответственно 60, 120 и 180 м).

1.2. Земная кора континентальных структур[1]

Общие представления о структуре коры материков начали формироваться в 1930-х годах с таких понятий, как «осредненная кора» Европы, Средней Азии и т. д. Первые определения глубины границы М дали основу для знаменитого статистического сейсмического годографа Джеффриса — Буллена, принявших при его расчетах модель двухслойной коры толщиной 33 км с 15-километровым «гранитным» слоем со скоростью 5,5 км/с и 18-километровым «базальтовым» слоем со скоростью 6,4 км/с. Для границы М, т. е. мантии, была принята скорость 7,9 км/с. Эта модель Земли и в том числе коры была настолько удачна, что годограф Джеффриса — Буллена до сих пор является основой для обнаружения региональных неоднородностей в коре и мантии по данным записей землетрясений.

Систематические сейсмические исследования строения земной коры разных тектонических зон с целью установления закономерных связей между геологическими приповерхностными и глубинными структурами начались в 50-х годах в связи с разработкой Г. А. Гамбурцевым метода ГСЗ. Особенно широкое развитие они получили в периоды международных проектов: Международный геофизический год (1957—1959) и Международный проект изучения верхней мантии и ее влияния на процессы в земной коре (1960—1970).

В период Международного геодинамического проекта (1970—1980) изучение коры разных геоструктур сопровождается одновременными исследованиями верхов мантии или, как их часто называют, нижней литосферы. Этот переход к бóльшим глубинам исследований связан с повышением глубинности метода ГСЗ и с привлечением к решению структурных задач данных, получаемых густыми сетями региональных сейсмологических станций и станциями, содержащими большие группы приемников, расположенных на больших площадях. Такие данные позволяют обнаруживать и изучать локальные скоростные неоднородности в коре и мантии по записям местных и удаленных землетрясений.

Сейсмических разрезов коры и мантии, полученных в пределах одной и той же геоструктуры, еще не так много, но уже имеющиеся материалы (например, профили ГСЗ на территории

[1] Раздел составлен И. П. Косминской.

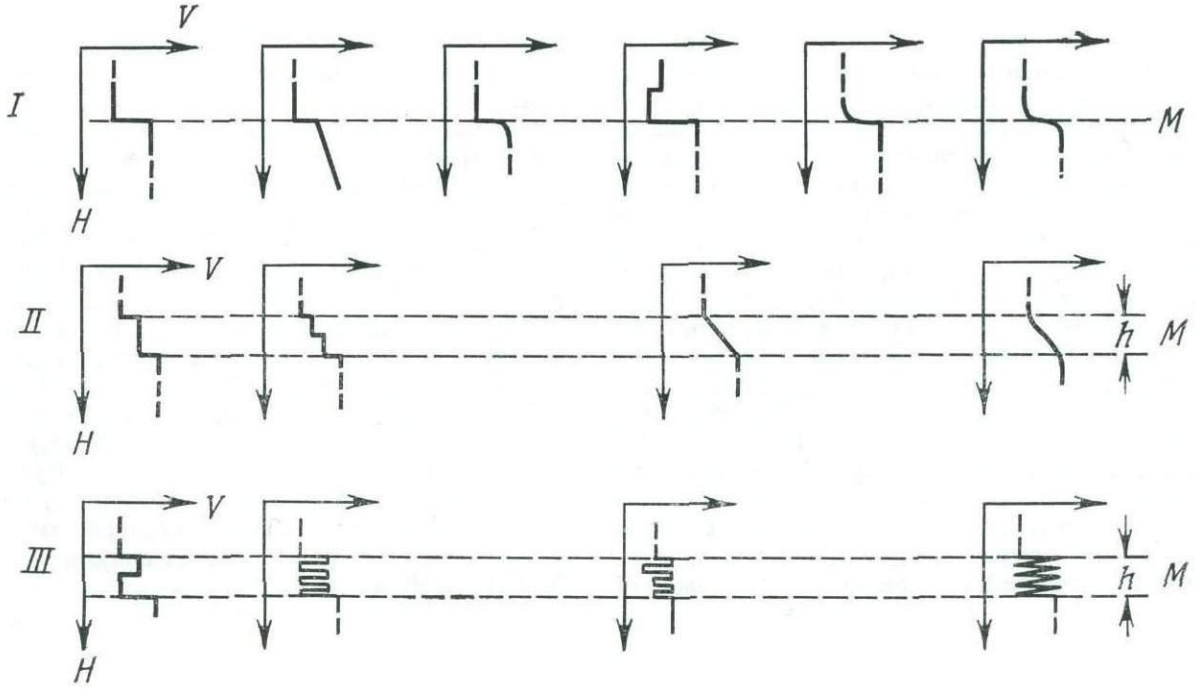


Рис. 1.5. Основные типы скоростных моделей отражающих границ. Составила Н. И. Давыдова

I — границы первого порядка со скачком скоростей; II — переходные зоны с плавным изменением скорости с глубиной; III — инверсионные тонкослоистые модели; h — мощность переходного слоя

СССР) дают основание говорить о существовании генетических связей между структурами разных этажей — корового и мантийного. Каковы конкретно эти связи, в чем различие мантии разных структур, какая мантия порождает какой тип коры и, наоборот, какой коре должна соответствовать какая мантия — эти вопросы будут решаться в ближайшем будущем. Для них уже подготовлены идейные и технические позиции.

В настоящем разделе мы рассмотрим устойчивые характеристики коры главных тектонических зон континентов, которые и должны приниматься во внимание при всех дальнейших обобщениях.

Наиболее богатые материалы по сейсмической структуре коры получены в СССР, Западной Европе, США, Канаде и Японии. В последнее время интенсивные исследования проводятся в Австралии, Южной Америке, начаты работы в Индии и в Африке.

Главными типами структур, покрывающих почти всю территорию материков, являются платформы и щиты и складчатые пояса. Области прогибов и рифтовые зоны играют подчиненную роль. Однако их глубинная структура настолько специфична, а их значение в истории развития структур так велико, что эти два вида структур приходится рассматривать наравне с двумя первыми.

1.2.1. Кора щитов и платформ

Ранее подчеркивалось, что при анализе данных о коре мы вынуждены пользоваться материалами разноточных наблюдений, полученных в течение более 40 лет, поэтому при обобщении данных мы можем сравнивать только параметры коры, определение которых не зависит от детальности наблюдений. К ним мы отнесли: толщину коры, среднюю скорость в коре, скорость на границе М и некоторые особенности распределения скоростей в верхней и нижней части коры в тех случаях, когда они получены при равноточных наблюдениях.

На щитах и платформах толщина коры варьирует в пределах 30—45 км с преобладающим значением 35—40 км. Среднее значение из известных измерений толщины коры на континентах получается равным 40 км (Вольвовский, 1973; Беляевский, 1974). Средняя скорость в консолидированной коре 6,2—6,5 км/с, с учетом осадков она, естественно, меньше и варьирует в более широких пределах (5,0—6,4 км/с). В верхах коры скорости возрастают вначале резко (на щитах до глубин 2,5—5 км), затем медленнее, достигая на глубинах 10—20 км величины около 6,5 км/с.

Во многих районах древних платформ (Русская платформа, Украинский и Канадский щиты) в низах коры в последние годы обнаружена устойчивая отражающая граница, под которой скорость равна 7 км/с и более (до 7,4 км/с). В верхах коры некоторых районов щитов обнаружены признаки слоев пониженных скоростей. Только в редких случаях для них удается определить верхнюю и нижнюю границы, а также оценить скорость в этих слоях по отражениям от кровли и подошвы слоя. В большинстве случаев, если по сейсмическим данным фиксируется наличие этого слоя, то определяется лишь его интегральная характеристика: произведение разности скоростей в слое и над ним на толщину слоя. Многочисленные данные, полученные в разных районах, показывают, что этот слой прослеживается спорадически и его характеристики изменчивы.

Зоны понижения скорости в верхах коры связываются с зонами частичного плавления и образования «вторичных гранитных фаций».

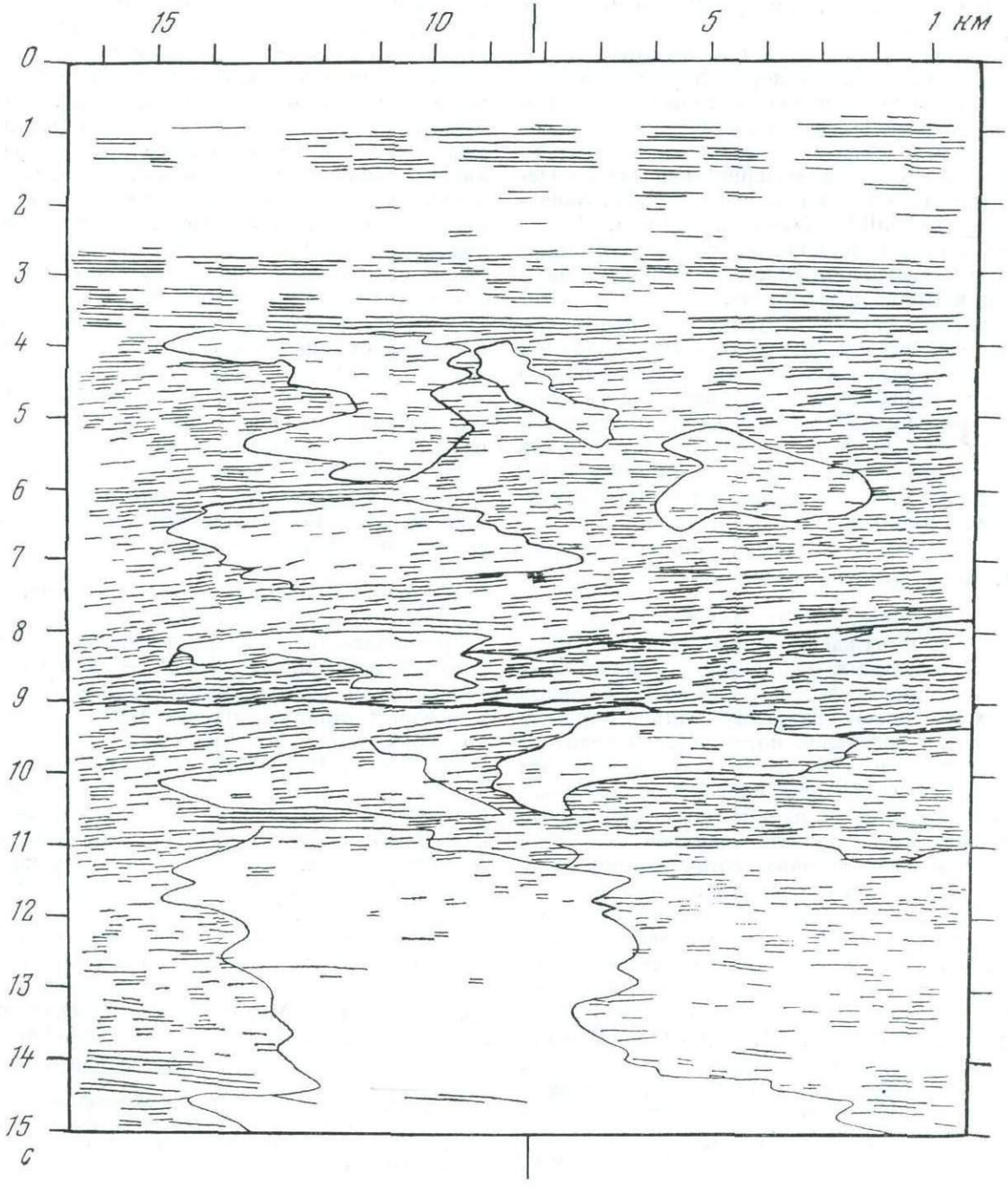
Кора щитов и платформ чрезвычайно сложна, мозаична, разбита системами глубинных ослабленных зон на блоки, жизнь которых связана с процессами развития соседних структур. Такие зависимости обнаружены при детальных наблюдениях на Балтийском, Украинском и Канадском щитах. В вертикальном разрезе коры платформ и щитов можно выделить три основных скоростных этажа (см. рис. 1.3): верхний (5,8—6,3 км/с), в низах которого иногда располагается слой пониженных скоростей; средний, или промежуточный,— наименее выразительный сейсмически (6,3—6,7 км/с), в котором иногда прослеживается несколько границ, и нижний — высокоскоростной ($>$ 6,8 км/с). Во многих случаях при соответствующих отношениях толщин и скоростей [1] в коре при сейсмических наблюдениях методом преломленных волн нижний слой может не обнаруживаться. Имея это в виду, можно полагать, что на многих старых разрезах этот слой «пропущен». Между тем его роль в формировании щитов и платформ и в их развитии и взаимодействии с мантией значительна. Так, главные различия между корой древних внутриконтинентальных платформ (Русская) и более молодых окраинных (Западно-Европейская) состоят в разной толщине коры, причем

[1] Если толщина слоя менее $^1/_3$ от всей толщины коры, то преломленные на его поверхности волны не выходят в первые вступления и маскируются последующими колебаниями.

Рис. 1.6. Разрез МОВ—ОГТ для платформенных участков США, штат Вирджиния (Oliver e. a., 1976)

Штрихи — отражающие площадки; оконтурены области с разной плотностью площадок, которая отражает степень расслоенности глубинных пород

в последних обычно не обнаруживается нижний высокоскоростной слой. Здесь возможны, как мы видели, два варианта: либо он тонок, примерно менее 5—7 км, либо его вовсе нет в разрезе. Молодые платформы (например, Туркменская) мало чем отличаются от древних. Ранее казалось, что они менее расслоены и что в них больший относительный вес занимают



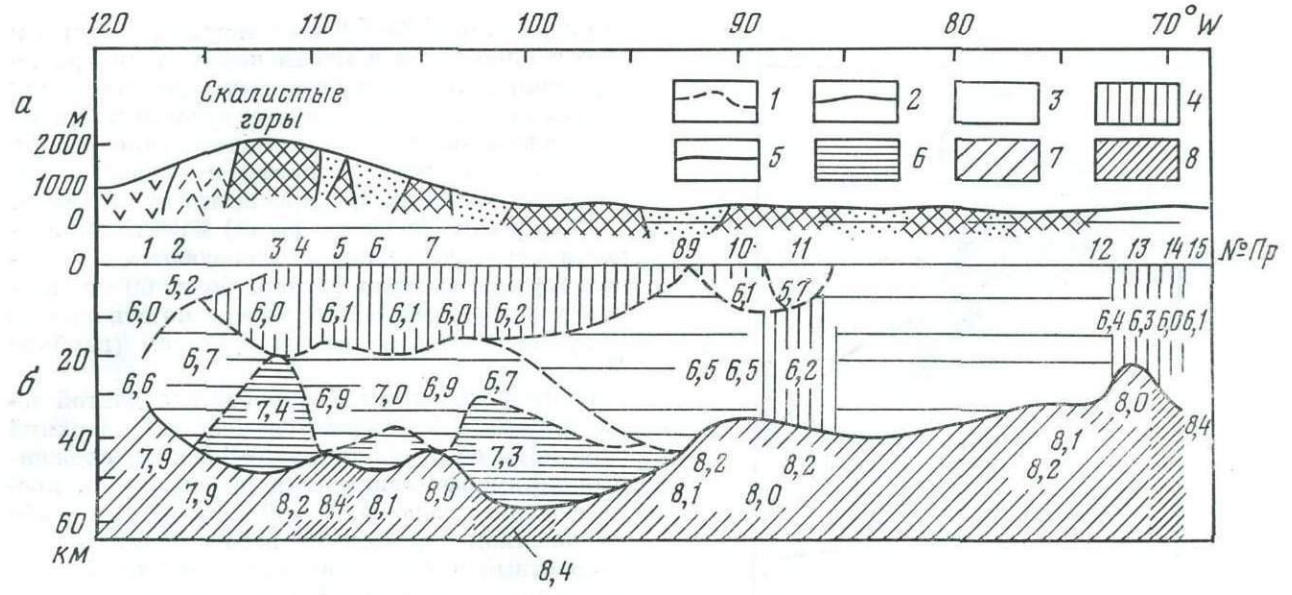


Рис. 1.7. Обобщенный сейсмический разрез через территорию США по 45° N (Woollard, 1976)

а — рельеф и схематическое расчленение на блоки с разным геологическим строением; *б* — сейсмический разрез: *1* — границы в коре, *2* — граница М; *3—8* — пределы скоростей (км/с): *3* — 5,2—5,7; *4* — 6,0—6,2; *5* — 6,3—7,0; *6* — 7, 3—7,6; *7* — 7,9—8,2; *8* — 8,4. Цифры на разрезе — скорости в км/с

верхний и средний скоростные этажи, но сейчас такие закономерности как будто не проявляются. Скорости на границе М на щитах и платформах в среднем варьируют в пределах 7,8—8,2 км/с, с преобладающим значением около 8,0—8,2 км/с. На отдельных участках эти значения могут больше отклоняться от среднего.

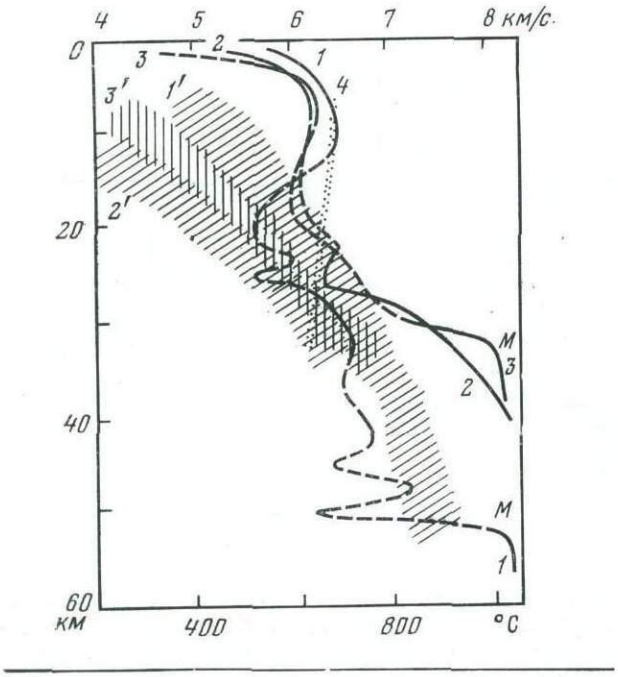
Характер самой границы М, т. е. области перехода от коры к мантии, очевидно, сильно изменяется, что отражается на качестве и интенсивности докритических отражений. Чем сильнее эти отражения, тем вероятнее, что область перехода представлена инверсионной пачкой, толщина которой может варьировать от нескольких сотен метров до 2—3 км. Во многих районах докритические отражения и преломленные волны очень слабы, и это может свидетельствовать о большой резкости границы М. Встречаются также участки, где переход от коры к мантии постепенный и докритические отражения от этой границы совсем не фиксируются.

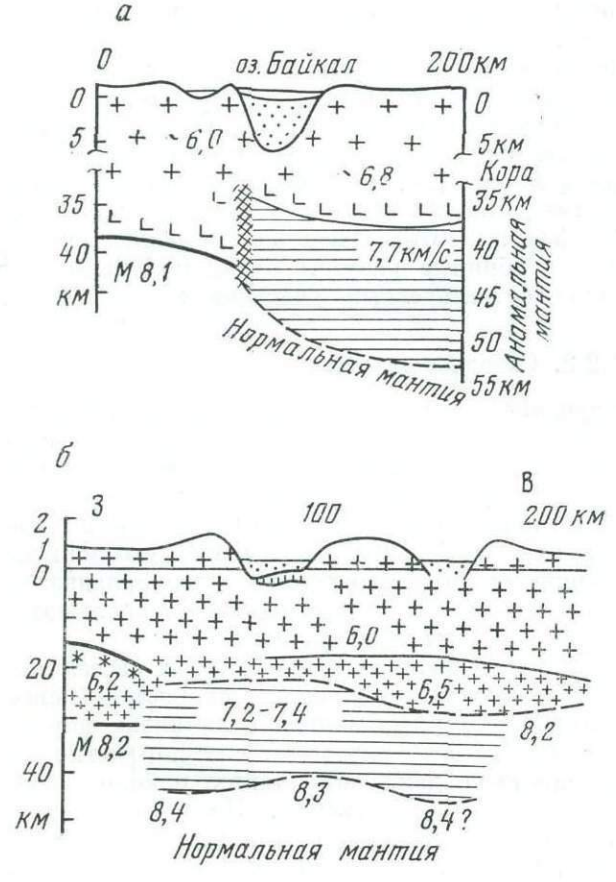
Сравнение осредненных сейсмических данных для разных щитов показывает, что основные параметры их коры очень устойчивы и общий характер сейсмических полей сохраняется, хотя детали изменчивы, а особенности корреляции с поверхностными структурами существенно индивидуальны и требуют тщательного изучения строения верхних частей консолидированной коры. О том, насколько она сложно устроена, можно судить по разрезу, полученному на американской части Канадского щита (рис. 1.6). Густота отражающих элементов характеризует микрорасслоенность среды и ее микроблоковость. Получение такого разреза — трудная техническая задача, однако в нашей стране она сейчас уже успешно решается для рудной разведки на глубины 3—5 км, и есть примеры изучения глубоких частей коры (Sollogub e. a., 1975). Очевидно, подобные детальные глубинные разрезы будут получены для наиболее интересных участков земной коры.

1.2.2. Складчатые пояса

Изучение коры складчатых (горных) областей началось еще во времена Гутенберга. Он первый обратил внимание на сейсмические корни гор — углубление границы М. С тех пор получено много данных, которые подтвердили главную идею Г. А. Гамбурцева о том, что понятие «корни» справедливо только для складчатой области в целом, а внутри ее могут наблюдаться как корни, так и антикорни.

Второй особенностью складчатых систем является область пониженных скоростей (менее 8 км/с) в верхах мантии (или низах коры). Однако эта особенность до сих пор четко не фиксирована даже для таких районов, как Кавказ, Карпаты, Альпы. По неполным системам она выявлена в Скалистых горах в США. Однако, как видно на рис. 1.7, область





со скоростями 7,3—7,6 км/с можно отнести и к верхней мантии и к низам коры. Несмотря на эту неопределенность, сам факт существования в складчатых поясах тел с промежуточными коромантийными скоростями важен, так как они по своим параметрам близки к осевым телам рифтовых зон и низам коры щитов и платформ.

Нормальные (8 км/с и более) мантийные скорости в складчатых зонах наблюдаются на больших (50—60 км, а на Памире более 60 км) глубинах и образуют общий корень по отношению к прилегающим к ним платформам (глубина $M \sim 40$ км).

Второй особенностью древней складчатой зоны запада США является толстый верхний слой коры со скоростью 6,0—6,2 км/с, сложенный метаморфическим комплексом пород, претерпевших инверсию. Такой же слой при слабо выраженном переходе от него к более высокоскоростным породам характерен и для Кавказского хребта и, вероятно, для Альп.

Пример скоростного разреза земной коры для Западных Альп приведен на рис. 1.8. В верхней части скорость резко возрастает. На глубинах 15—25 км обнаружен слой пониженных скоростей, минимальное значение которых может достигать 5,6 км/с. В низах коры градиент скорости меньше, а область перехода от коры к мантии сложная и занимает интервал глубин около 5—10 км. Над границей М скорости около 7 км/с. За границу М на разрезах автор принимает область со скоростью 8 км/с, глубже которой градиент скорости резко уменьшается.

Эти данные были получены лет 10 тому назад. Новые данные (1975 г.) на длинном субширотном профиле ГСЗ, проходящем севернее г. Гренобль через Швейцарию, Австрию до венгерской границы, подтвердили глубокое (~55 км) залегание границы М и нормальные (~8 км/с) скорости для нее. Слой пониженной скорости в верхах коры в Восточных Альпах не обнаружен, но намечаются инверсии в низах коры. Граница М в Швейцарских Альпах образует наиболее глубокий корень, поднимаясь на за-

Рис. 1.8. Скоростные разрезы для Западных Альп (1), северных предгорий Альп(2) и Апеннинского полуострова (3) (Giese, Morelli, 1975; Winkler, 1965)

1′, 2′, 3′ — распределение температуры для тех же районов, *4* — область температур плавления пород кислого и среднего состава

Рис. 1.9. Скоростные разрезы материковых рифтовых зон

а — Байкальская (Крылов и др., 1976); *б* — Ронская на широте Клермон — Ферран (Hirn e. a., 1973)

пад и на восток в согласии с поведением кривой аномалий силы тяжести в редукции Буге. Скорости в верхах коры, как это фиксировалось и на разрезе для Западных Альп, варьируют в пределах 6,2—6,4 км/с с тенденцией увеличения с запада на восток, что соответствует общему подъему в этом направлении всех глубинных масс коры и верхней мантии.

Таким образом, прежние и новейшие сейсмические данные для складчатых поясов (в том числе и для Памиро-Гималайского) подтверждают факт утолщения под ними коры, ее большую латеральную неоднородность внутри поясов, коррелирующуюся со структурой складчатости, и наличие особых тел с промежуточными между корой и мантией скоростями, что свидетельствует о тесной связи между ними.

1.2.3. Глубокие прогибы

В геологии издавна известны опущенные области фундамента окраинных зон платформ, межгорные и предгорные прогибы, краевые зоны материков. Однако глубинность этих осадочных бассейнов была подтверждена сейсмическими измерениями толщины осадков не так уж давно. Первые глубокие прогибы с толщиной осадков более 10—15 км были обнаружены при работах по ГСЗ в конце 50-х годов (Западная Туркмения, Ферганская, Южно-Каспийская впадины и т. д.).

Особенностью коры этих структур является огромная мощность осадочных пород (от $^1/_4$ до $^1/_2$ от всей толщины коры), более тонкая и более высокоскоростная, чем на платформах, консолидированная кора, несколько приподнятое положение границы М по сравнению с соседними структурами. Ось предгорных прогибов обычно наклонена в сторону горной цепи (например, Предкопетдагский прогиб). В межгорных прогибах (Курино-Рионский) обнаруживаются области с так называемой безгранитной корой, т. е. нет или очень тонок верхний слой континентальной коры со скоростью около 6,0—6,2 км/с. Скорости на границе М близки к нормальным. Сейсмические данные о структуре мантии в этих зонах еще не получены. Исследование областей прогибов наиболее полно проведено в прикаспийских районах СССР. Здесь получены следующие разрезы (Беляевский, 1974; Вольвовский, 1973):

	Толщина осадков, км	Глубина границы М, км	Скорость в коре, км/с
Северный Прикаспий	20	38	6,7
Восточный Прикаспий	18	35	6,5
Куринская впадина	14	45	6,6

Ранее казалось, что прогибы разделяются на два типа: с согласным и несогласным залеганием поверхностей фундамента и границы Мохоровичича.

К первым относились предгорные прогибы и Ферганская впадина, ко вторым — Куринская, Предкопетдагская и другие впадины. При уточнении в последнее время разрезов в Ферганской впадине факт согласного залегания границ как будто не подтвердился. Очевидно, разделение прогибов на разные типы еще преждевременно.

К области прогибов следует отнести и такие структуры, как Донбасс и Днепровско-Донецкая впадина. Особенностью последней является ее явная линейность и грабенообразная форма. Геологи относят ее к древнему рифту. По сейсмическим параметрам она близка к уже описанным прогибам.

Особенностью прогибов, развитых на теле платформ,— Подмосковной синеклизы, Предуральского прогиба, Днепровско-Донецкой впадины,— является высокая скорость в осадочных породах, часто представленных карбонатным комплексом, в то время как в области окраинных зон платформ и в складчатых зонах осадочная толща в прогибах терригенная низкоскоростная.

В будущем, наряду с изучением структуры мантии под глубокими прогибами, которое необходимо для объяснения процесса опускания фундамента с одновременным подъемом границы М, весьма важно определить структуру осадочной толщи. Важную роль, конечно, здесь сыграет глубинное бурение, которое уже началось в Куринской низменности в районе Саатлы. Глубина проектируемой скважины 15 км. Она должна достичь поверхности фундамента.

1.2.4. Рифтовые зоны материков

Понятие рифтовой зоны весьма неопределенно. В геологическом смысле это область грабенообразного опускания фундамента, заполненная осадочными образованиями. В глубинной структуре это область не только опускания, но и подъема глубинного вещества мантии.

Глубинная структура коры в рифтовых зонах начала интенсивно изучаться примерно с 1970 г. Из континентальных рифтов наиболее полно изучены сейсмическими методами район Байкала, провинция Бассейнов и Хребтов в США и Афарская рифтовая зона в Африке. В области наиболее ярко выраженного Большого Африканского рифта проведены только сейсмологические исследования.

Основные скоростные характеристики коры в разных рифтовых зонах приведены на рис. 1.9.

Основной особенностью континентальных рифтов является малая скорость в верхней мантии 7,6—7,8 км/с.

Нормальные скорости в мантии наблюдаются на 20—40 км глубже, т. е. создается впечатление, что зона с аномально низкими скоростями не соединяется с астеносферой, которая должна была бы питать рифтовую зону продуктами вулканизма.

Уменьшения скорости связываются с частичным плавлением вещества в связи с его разогревом. Разогрев в свою очередь должен вызываться подъемом горячих масс мантии, т. е. где-то должны быть проводящие каналы из астеносферы через нормальную мантию в кору, которые пока не обнаружены сейсмическими методами.

К вопросу о сравнении рифтовых зон континентов и океанов мы вернемся в разделе 1.3. при рассмотрении срединных океанических хребтов.

1.3. Земная кора океанических структур[1]

Для изучения структуры дна океанов сейчас используются разные модификации сейсмических методов. Наибольшее распространение получил метод непрерывного сейсмического профилирования (НСП), основанный на регистрации вертикальных отражений от границ в осадочной толще океанической коры. Благодаря большой производительности (наблюдения ведутся на ходу судна) он дает возможность покрывать исследованиями большие пространства и строить карты распространения и мощностей осадочного покрова. До недавнего времени глубинность этого метода ограничивалась 0,5—1,0 км в связи с малой интенсивностью источников (искровых и пневматических). В последние годы мощность источников значительно возросла, и соответственно глубинность НСП повысилась и достигает 2—3 км и более. Недостатком метода НСП является отсутствие данных о скоростях, которое не позволяет переводить временной разрез в глубины и характеризовать параметры границ. Эти данные сейчас получают, комплексируя наблюдения НСП с регистрацией преломленных волн с помощью радиобуев. Радиобуи выбрасываются по линии профилей НСП и регистрируют сигналы тех же источников. Получение параметрических данных о скоростях позволит привязать отражающие границы к определенным скоростным границам. В частности, это очень важно для определения природы так называемого акустического фундамента, который часто соответствует не геологическому фундаменту, а резкой акустической границе в толще осадков.

При детальных исследованиях осадочной толщи шельфовых зон и поисках нефтяных и газовых структур применяется разведочный метод отраженных волн (МОВ) с многоканальной системой регистрации. Его глубинность достигает 5—7 км при высокой разрешающей способности. Результаты этих работ сразу же представляются в виде временных разрезов, которые, так же как и НСП, дают чрезвычайно наглядную картину глубинного строения.

Техника разведочного МОВ в последние годы начала широко использоваться и для изучения структуры глубокого океана. Глубинность этого метода оказалась достаточной для достижения границы М. Опыты в этом направлении ведутся в Тихом и Атлантическом океанах. Первые результаты свидетельствуют о чрезвычайно широкой перспективе этих исследований в области изучения внутренней структуры океанической коры. За рубежом работы МОВ получили название «многоканальных наблюдений» в отличие от одноканальных при НСП.

Для изучения более глубоких частей земной коры и верхов мантии сейчас, как и ранее, применяется в основном метод преломленных волн, возбуждаемых взрывами. На океане, так же как и на континенте, существенную роль приобрели наблюдения на длинных профилях, возможность осуществления которых появилась в связи с разработкой автономных донных сейсмических станций. Наблюдения на дне и применение больших взрывов позволили существенно повысить дальность регистрации, которая сейчас уже измеряется первыми сотнями километров.

Применение большого количества станций и включение в систему наблюдений серий радиобуев позволяют создавать приемные группы, аналогичные наземным, что повышает надежность выделения слабых сигналов на фоне помех.

В технику сейсмической регистрации благодаря применению быстродействующих пневмо-

[1] Раздел составлен И. П. Косминской.

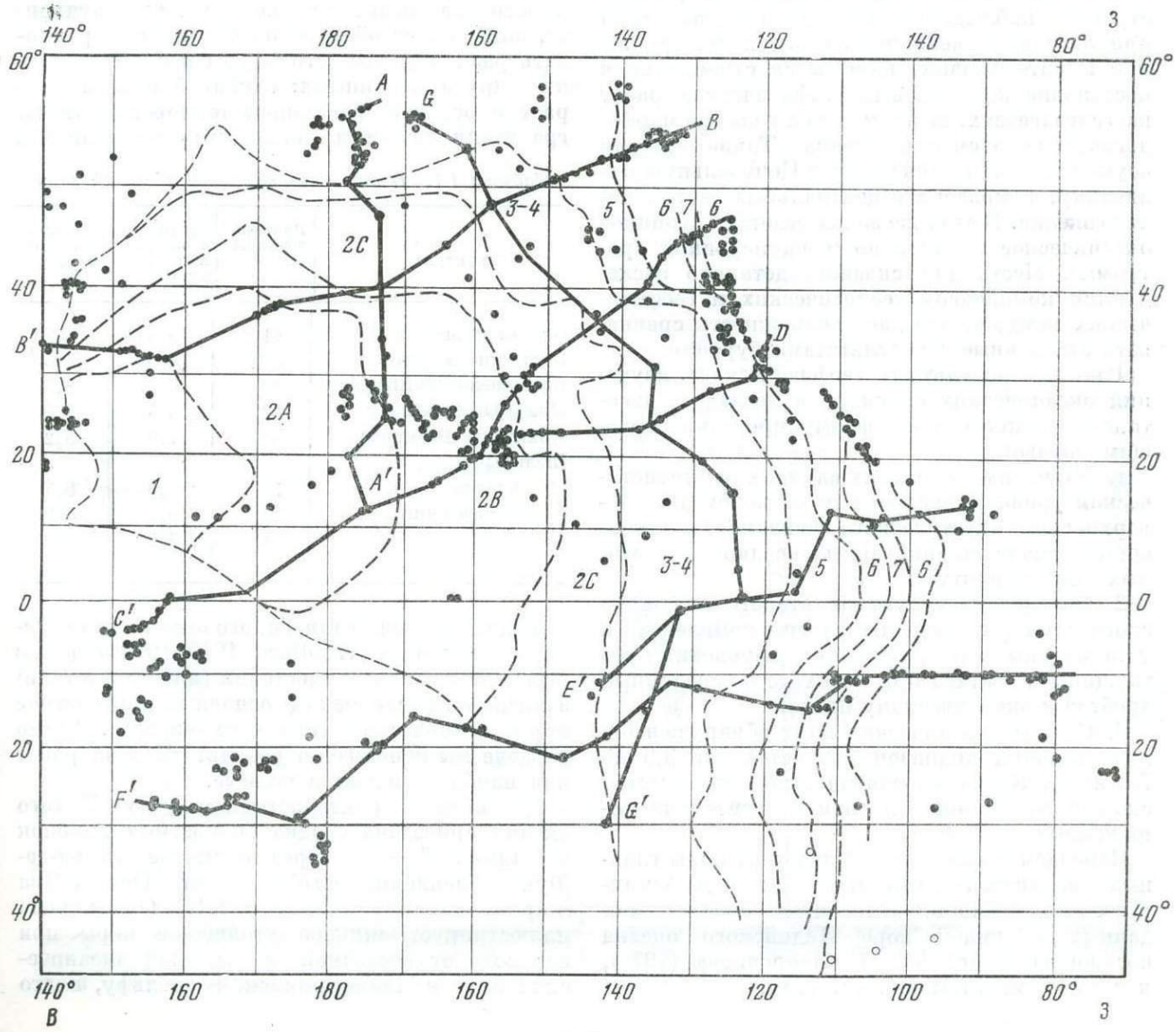
источников (несколько импульсов в минуту) введены приспособления для регистрации не только преломленных, но и отраженных волн в докритической и закритической областях, что повышает надежность определения скоростей в коре и позволяет более детально изучать ее структуру.

Изменились подходы к интерпретации данных морской сейсмики. Если в прежние годы сейсмические разрезы строились по простейшим схемам для головных преломленных волн (см. раздел 1.1), то теперь во многих случаях даются эквивалентные варианты для рефрагированных волн, появляются сообщения о слоях с пониженными скоростями и т. д.

Для коры океанических структур, так же как и для материков, самыми устойчивыми параметрами являются ее толщина, средняя скорость в коре, скорость на границе М. Так как прежние разрезы были построены в основном по первым вступлениям преломленных волн, эти параметры определялись с небольшими ошибками. Главным упущением прежних работ мог

Рис. 1.10. Схема расположения сводных профилей, составленных по скоростным колонкам ГСЗ на акватории Тихого океана (Woollard, 1975)

Зоны с разным возрастом основания осадков:
1 — более 150 млн. лет, *2А* — 150—120, *2В* — 120—90, *2С* — 90—63, *3—4* — 63—36, *5* — 36—25, *6* — 25—13, *7* — 0—13, *А — А′* и т. д.— профили ГСЗ, по которым определены скоростные параметры коры: толщина H_c, средняя скорость $\overline{V}_c$, скорость на границе М V^M



быть пропуск слоев с повышенными скоростями в верхах и низах коры, которые в последнее время были обнаружены при более детальных работах во многих районах Атлантического и особенно Тихого океанов.

Об изученности земной коры океанов можно судить, в частности, по схеме, приведенной на рис. 1.10. Несмотря на большое количество измерений, плотность их еще очень мала, почти на порядок меньше, чем в Западной Европе.

В Атлантике в прибрежных районах плотность несколько больше, но она ничтожно мала в центральной части, особенно в наиболее интересной области Срединно-Атлантического хребта и собственно океанических плато. Еще менее изучен Индийский океан.

В связи с естественной трудностью распространить наблюдения на весь Мировой океан при изучении океанических структур, так же как и материковых, намечается стремление к постановке комплексных геофизических работ на геотраверзах, пересекающих главные морфологические элементы океана. Такие сечения осуществляются сейчас через Центральную Атлантику, в краевых и центральных частях Тихого океана. В этих же зонах ведется глубинное океаническое бурение по международной программе. Места для скважин детально обследуются комплексом геологических и геофизических методов, что дает возможность сравнивать эти данные с результатами бурения.

Главные результаты геофизического изучения океанических структур в последнее десятилетие можно кратко сформулировать следующим образом.

1. Уточнены, во многих случаях на статистическом уровне, связи между рельефом дна, поверхностью акустического фундамента и толщиной неконсолидированных осадков для разных морфоструктур.

2. Определена структура второго океанического слоя (он разделен на три комплекса), и установлены закономерности изменения его толщины и состава при переходе от срединных хребтов к океаническому плато.

3. В коре океанических плит обнаружен более широкий диапазон скоростей (от 3,6 до 7,5 км/с). В верхах мантии выявлены высокоскоростные границы и слои относительно пониженных скоростей.

Перейдем к описанию общих черт коры главных океанических структур Тихого и Атлантического океанов. Описанию сейсмических данных в земной коре Индийского океана посвящена книга Ю. П. Непрочнова (1976), к которой мы отсылаем читателя.

1.3.1. Тихий океан

Главными структурами океанов являются океанические плато. В Тихом океане они занимают более 40%, что составляет свыше 70 млн. км^2, т. е. больше, чем площадь Северной и Южной Америки и Африки вместе взятых. Срединно-океанические хребты покрывают около 35% акватории, материковые шельфы — 13%, а такие важные в генетическом отношении структуры, как островные дуги — всего 3% (Удинцев, 1972).

Многообразие в строении коры структур Тихого океана иллюстрируется табл. 1.1, составленной по данным обобщений Вулларда (Woollard, 1975) и содержащей осредненные показатели основных параметров коры. Эти параметры на океане, так же как и на континенте, наиболее устойчивы, по ним можно сравнивать разнообразные структуры и сопоставлять их с другими данными: глубиной океана, возрастом осадков, величиной теплового потока, гравитационными и магнитными аномалиями.

Таблица 1.1. Осредненные параметры земной коры

Структура	Глубина границы М, км	Средняя скорость в коре, км/с	Скорость на границе М, км/с
Океанические плато	11,2	6,54	8,2
Гавайские острова	20	6,0	8,5
Возвышенность Шатского	20	7,2	8,3
Плато Онтонг-Ява	32	6,5	8,0
Архипелаг Бисмарка	34	7,0	8,2
Шельфы			
Аляски	26	6,6	8,5
Калифорнии	24	6,6	8,0
Перу	31	6,5	8,0

Такие сравнения для Тихого океана были сделаны Вуллардом (Woollard, 1975, 1976) с целью выяснения вопроса о наличии (или отсутствии) зависимости изменения основных параметров коры океанического типа от ее возраста. В этом разделе мы используем результаты этих работ как наиболее новые и полные.

Для общей характеристики структур Тихого океана приведена сводка скоростных колонок по линии $C - C'$ через поднятие Жуан-де-Фука, Гавайские острова, плато Онтонг-Ява и архипелаг Бисмарка (рис. 1.11). Она хорошо иллюстрирует сильное утолщение коры при переходе от восточной и западной океанических плит к Калифорнийскому шельфу, плато

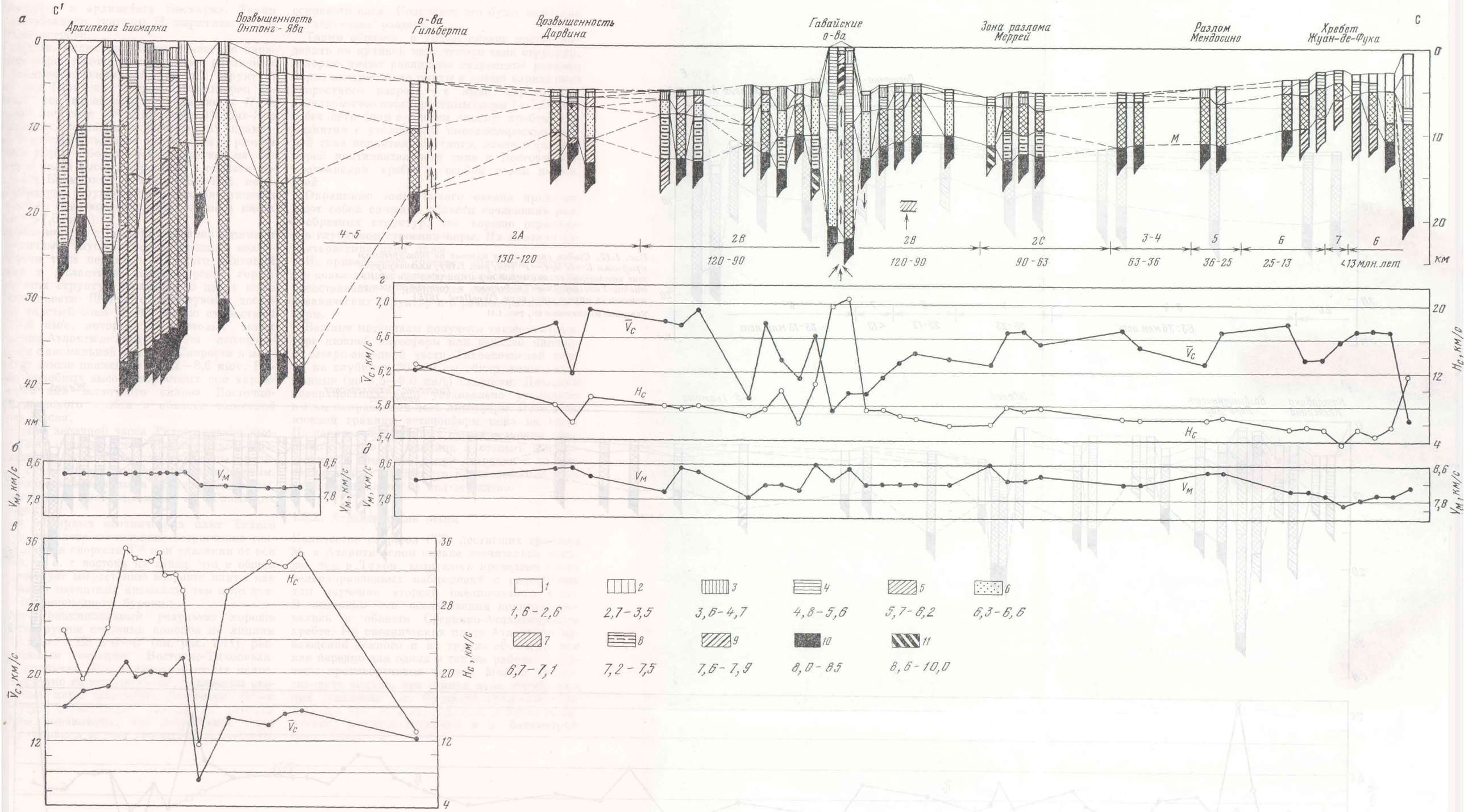


Рис. 1.11. Сводки скоростных колонок по профилям C—C' и G—G' (см. рис. 1.10) и параметры коры (Woollard, 1975)

Скорости в породах: *1* — осадочные, *2* — переслаивание осадочных и вулканических, *3* — вулканические, *4* — гранит, *5*, *6* — базальт, [*7*, *8* — ультрабазиты; *9* — скорости в переходном слое, *10*, *11* — то же, в мантии

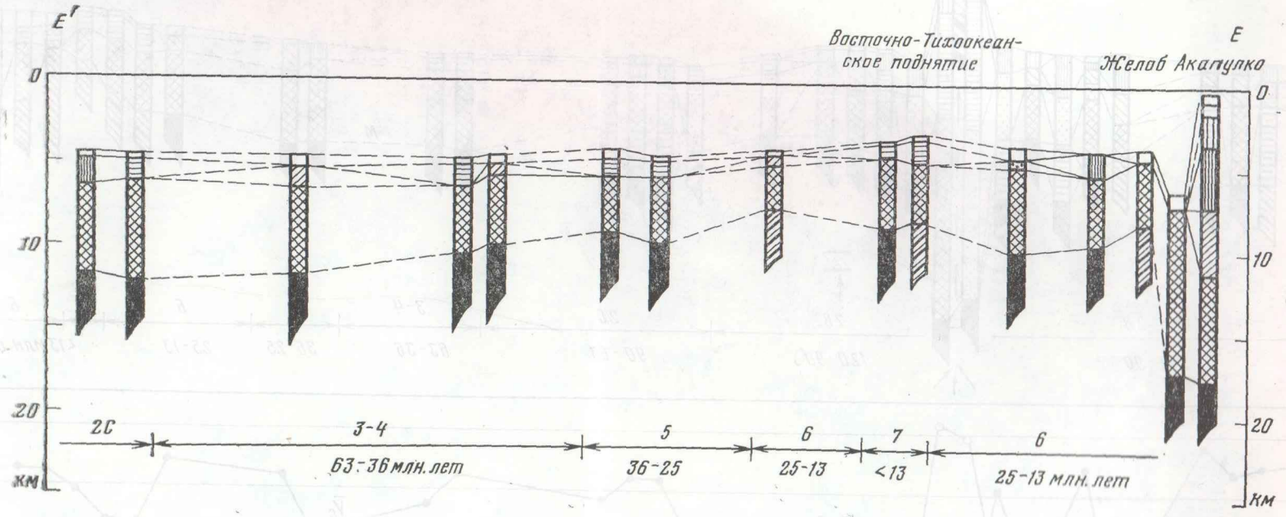
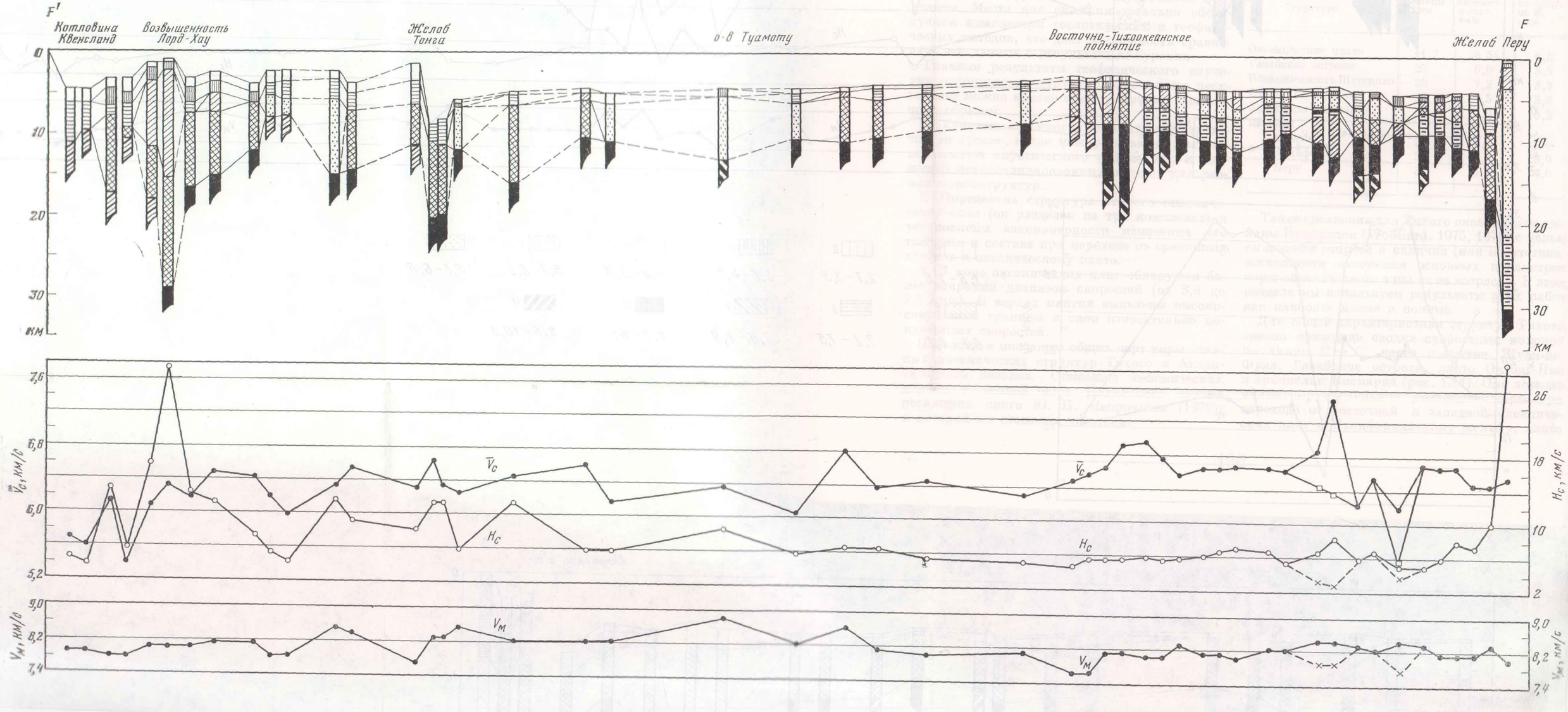


Рис. 1.12. Сводки скоростных колонок по субширотным профилям E—E' и F—F' (см. рис. 1.10), иллюстрирующие утолщение океанической коры при удалении от Восточно-Тихоокеанского поднятия и соответствующие изменения параметров коры (Woollard, 1975)

Условные обозначения см. рис. 1.11



Онтонг-Ява и архипелагу Бисмарка. Таким же углублением границы М выражены и Гавайские острова.

Графики, иллюстрирующие изменение параметров коры, дают представление о различных их взаимоотношениях для разных структур. Так, для Гавайских островов характерен обратный ход изменения толщины коры H_c и средней скорости $\overline{V}^{M}$. Для плато Онтонг-Ява наблюдается согласное изменение этих параметров. Это свидетельствует о существенно разном составе коры — более низкоскоростной на Гавайях и более высокоскоростной в области архипелага Бисмарка и плато Онтонг-Ява, которые образуют структуру типа микроконтинента с толстым высокоскоростным слоем в низах коры ($>$7,0 км/с).

Особое место в структурах океанов занимают асейсмичные глубоко расположенные возвышенности типа поднятия Шатского (Китовый хребет в Атлантике, Императорские горы). Кора этих структур утолщена. В низах коры возвышенности Шатского обнаружен достаточно толстый слой (5—10 км) со скоростями 7,3—7,6 км/с, который в рифтовых зонах Срединно-Атлантического хребта отождествляется с аномальной мантией. Скорости в мантии тут также повышены — 8,2—8,6 км/с. Наличие подобных высокоскоростных зон характерно и для восточного склона Восточно-Тихоокеанского хребта в области известной плиты Наска.

Во всей западной части Тихого океана имеется много подводных гор вулканического происхождения, которые хорошо выражены в рельефе и, судя по немногим геофизическим данным, представлены локальными утолщениями коры, аналогичными наблюдаемым на Гавайских островах.

Для обширных океанических плит Тихого океана выявлено постепенное возрастание толщины коры и скорости V^{M} при удалении от оси хребта, т. е. с востока на запад, что в общем соответствует возрастанию возраста плиты как по данным магнитных аномалий, так и по данным глубоководного бурения.

Этот принципиальный результат хорошо иллюстрируется сводками колонок по линиям $E—E'$ (рис. 1.12) и $G—G'$ (см. рис. 1.11), расположенным западнее Восточно-Тихоокеанского поднятия. Вдоль одновозрастных полос, как показано на разрезе $G—G'$, параметры океанической коры достаточно устойчивы. Более детальные сейсмические данные на флангах хребтов показывают, что возрастание коры идет в основном за счет утолщения ее третьего, основного слоя. Подробнее это будет показано в следующем разделе.

Таким образом, в Тихом океане можно выделить по крайней мере четыре типа структур, которые имеют различные скоростные разрезы коры: океанические плиты с двумя вариантами скоростного разреза — с ярко выраженным базальным высокоскоростным слоем ($\sim$7,5 км/с) и без него (или с тонким слоем); хребты или поднятия с утолщенной высокоскоростной корой типа поднятия Шатского, плато с толстой корой континентального типа и Восточно-Тихоокеанский хребет с особой корой и мантией.

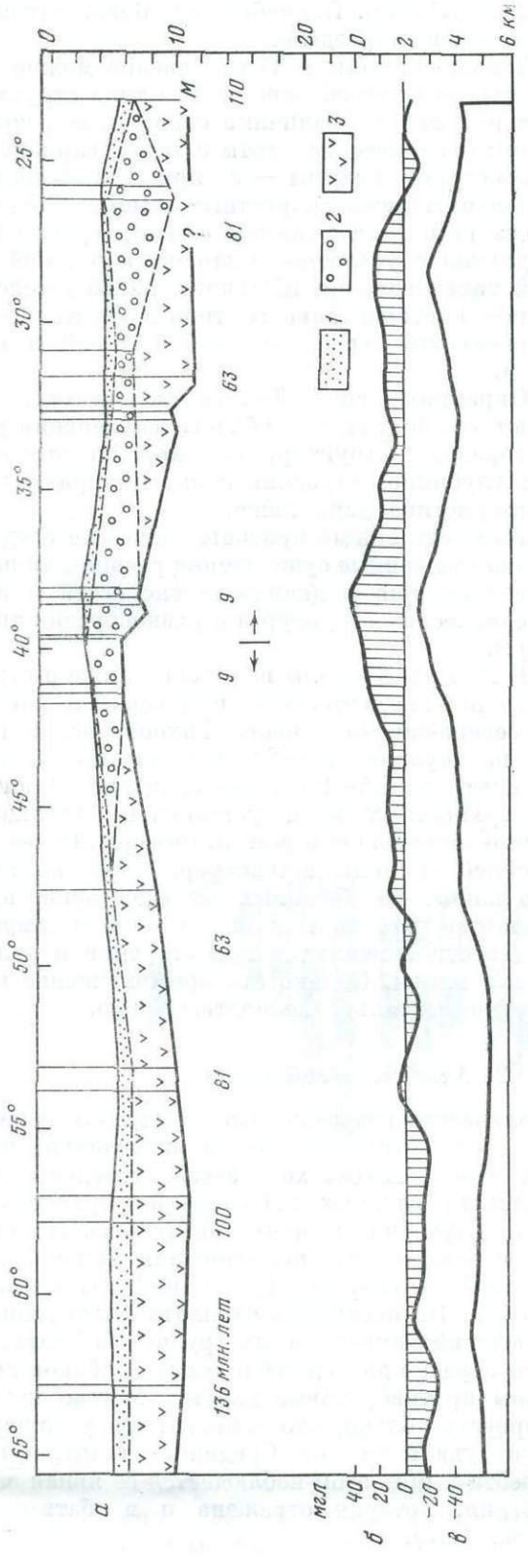
Окраинные зоны Тихого океана представляют собой сложные области сочленения разнообразных структур, что хорошо отражено и в глубинном строении коры. Их краткая характеристика дана ниже.

Из приведенного краткого описания следует, что новые данные существенно расширили наши представления о диапазоне скоростей в коре океанических структур и о разнообразии типов коры.

Важные материалы получены также о структуре нижней литосферы или верхней мантии. В северо-западной части Тихоокеанской плиты на глубинах 20—80 км обнаружены повышенные (до 8,5—9,0 км/с) скорости. Данными поверхностных волн установлено утолщение в этом направлении всей литосферы. Поведение нижней границы астеносферы пока не ясно. По данным разобщенных разрезов можно предполагать, что ее толщина и степень выразительности изменяются при старении и охлаждении плиты. Однако это предположение пока экспериментально не подтверждено.

1.3.2. Атлантический океан

Количество разрезов ГСЗ, достигших границы М, в Атлантическом океане значительно меньше, чем в Тихом, хотя здесь проведено много целенаправленных наблюдений с радиобуями для изучения второго океанического слоя. В основном эти исследования концентрировались в области Срединно-Атлантического хребта. На океанических плато Атлантики наблюдений немного и их трудно обобщать, так как нередко для одних и тех же районов получены противоречивые данные. Можно констатировать только, что земная кора утолщается при удалении от Срединно-Атлантического хребта и при этом наблюдается ее явная асимметрия, которая отражена и в батиметрии (рис. 1.13).



1.3.3. Срединно-океанические хребты

Срединно-океанические хребты ярко выражены в рельефе, в поле теплового потока, в гравитационном и особенно в магнитном поле. В рифтовой долине хребтов сосредоточены основные проявления сейсмичности, вулканизма и тектонической деятельности. При переходе от рифтовой зоны хребта к океаническим плато намечаются изменения сейсмического разреза земной коры. Особенно четко они проявляются в верхней части разреза коры — во втором океаническом слое. На рис. 1.14 приведена гистограмма скоростей для этого слоя, составленная на основании измерений, проведенных в Атлантическом и Тихом океанах, из которой ясно видно расчленение второго слоя на три подслоя. Для Срединно-Атлантического хребта *ясно установлено утонение подслоя 2А* и некоторые общие утолщения второго слоя. Для Тихого океана обнаружено также резкое утонение низкоскоростного слоя *2А* (*рис. 1.15*). Возможно, что его свойства изменяются и он становится сейсмически неотличимым от слоя *2В*.

Для более глубоких слоев коры данных значительно меньше, и поэтому для Атлантического хребта (рис. 1.16) мы приводим здесь известный разрез Тальвани и др. (Talwani e. a., 1965), который не противоречит новейшим данным о сложной блоковой структуре хребтов, подтвержденной детальными наблюдениями на Индийском хребте (Виноградов и др., 1969; Непрочнов, 1976), на хребте Рейкъянес (Aric, 1972) и на Восточно-Тихоокеанском поднятии (Orcutt, Kennett, 1976). На этом разрезе ясно видно осевое тело с пониженной по отношению к нормальной мантии плотностью. *Предполагается, что это тело имеет скорость* 7,6—7,8 км/с, которая наблюдается и в его верхней части. Нижняя граница тела, согласно гравиметрическим данным, располагается на глубине около 40—50 км.

Более поздние данные, полученные в районе Азорских островов и в Центральной Атлантике, указывают на более сложное строение осевой части хребта и на наличие в этой зоне блоков с нормальной океанической корой и нормальными скоростями в мантии. На слож-

Рис. 1.13. Разрез земной коры через Атлантику (Woollard, Hanna, 1976)

1 — осадки: *2* — второй слой; *3* — третий океанический слой. Видна асимметрия структуры коры по отношению к хребту, которая отражена в рельефе (*а*) и в кривой аномалии Фая (*б*). Цифрами обозначен возраст пород в млн. лет

ное мозаичное строение приригфтовой зоны хребтов указывают и первые результаты глубоководного бурения. Расположенные рядом скважины вскрывают базальты, состав которых свидетельствует о том, что очаги лавы располагались на существенно разных глубинах. Такое же разнообразие структур отмечается и при детальных сейсмических исследованиях площадей под бурение. Так, в центральной части Атлантического хребта на двух параллельных и отстоящих друг от друга на 10 миль профилях ГСЗ для границы М получены скорости 7,6 и 8,1 км/с и соответственно разные наклоны: в первом случае граница погружается от оси хребта, во втором — наоборот, в направлении к оси хребта (данные Хоссанга, Woollard, 1976).

Несмотря на такое разнообразие отдельных *сейсмических разрезов, нам представляется* на основе анализа всей совокупности геофизических данных и особенно результатов изучения хребта Рейкъянес и рифтовой зоны Исландии, что под областью Срединно-Атлантического поднятия, хорошо выраженного в рельефе, имеется углубление в поверхности мантии с нормальными скоростями, заполненное менее плотным и более низкоскоростным веществом, которое в равной мере можно отнести либо к аномальной разогретой мантии, либо к аномальной высокоскоростной коре, поскольку это тело индуцировано астеносферой и поднялось над нормальной мантией. При застывании такое тело может образовать корень, морфологически аналогичный корням горных систем материков.

Морфология и скоростной состав осевых тел хребтов очень разнообразны, как это видно из сравнения данных для Срединно-Атлантического и Восточно-Тихоокеанского хребтов. Последний, как известно, в рельефе выражен заметно слабее. Приведем скоростные разрезы, полученные в экваториальной части Восточно-Тихоокеанского поднятия. Эксперимент проведен с донными станциями (Orcutt, Kennett, 1976). К сожалению, были использованы только одиночные системы прострелки, но интерпретация сейсмических данных сделана весьма тщательно, с подбором разреза и расчетом синтетических сейсмограмм (рис. 1.17). В области осевого блока в верхах коры обнаружен слой с пониженной скоростью, который, по мнению авторов, может соответствовать разогретому магматическому телу или области переслаивания магматических и низкоскоростных осадочных пород. Более высокие скорости в верхней части этого разреза могут быть связаны с позднейшими базальтовыми излияниями. Ширина полосы с пониженными скоростями около 10 км. Второй и третий скоростные разрезы похожи на обычные многослойные разрезы океанической коры. Толщина коры от 5,5 до 8 км. В верхах коры выделяются три слоя, аналогичные *2A*, *2B*, *2C* на рис. 1.14. В низах коры есть слой с повышенными (более 7 км/с) скоростями. На самом дальнем от оси рифта разрезе *3* скорость на границе М близка к 8 км/с, на ближних она меньше — около

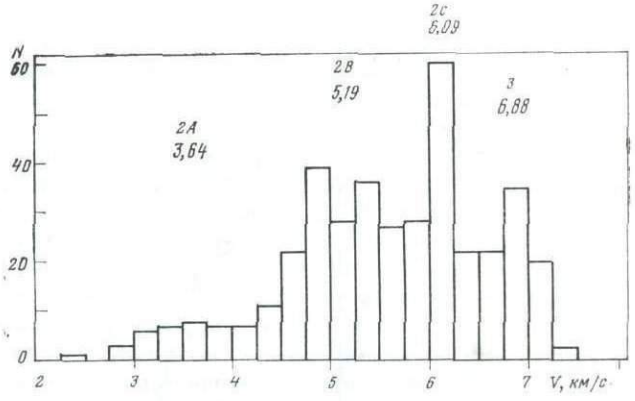


Рис. 1.14. Гистограмма скоростей для второго (2A, 2B, 2C) и третьего (3) океанических слоев Атлантического и Тихого океанов по данным наблюдений преломленных волн с радиобуями (Hautz, Ewing, 1975)

Рис. 1.15. Кривые изменения толщины слоев с удалением (пропорциональным возрасту) от оси срединно-океанических хребтов Тихого (а) и Атлантического (б) океанов (Hautz, Ewing, 1975)

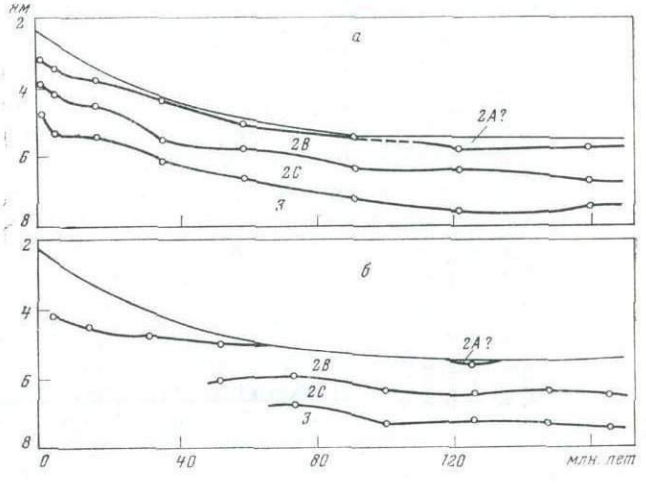
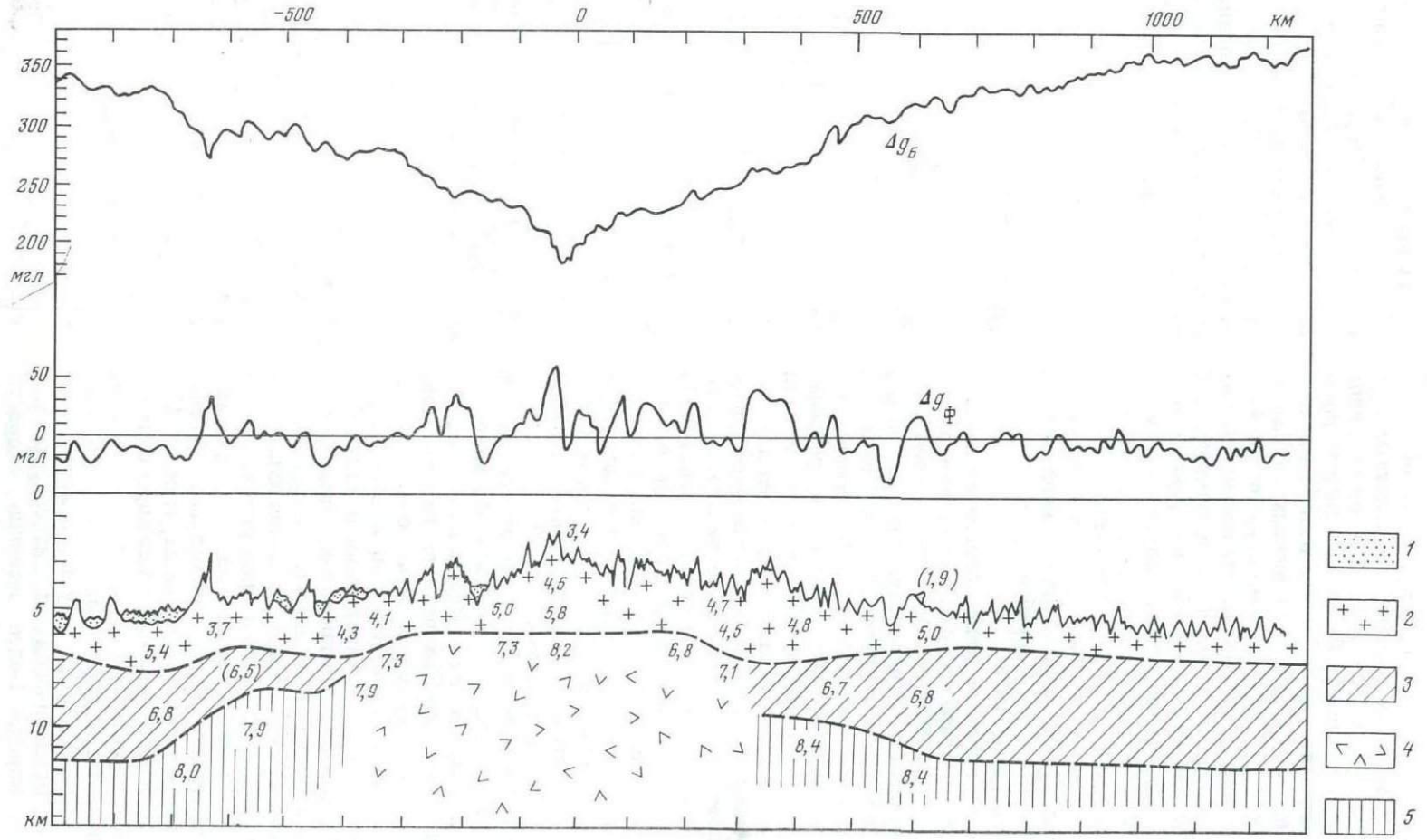


Рис. 1.16. Сейсмогравиметрический разрез через Атлантический хребет на широте 32° N (Talwani e. a., 1965)

1 — неуплотненные осадки; *2* — фундамент; *3* — океанический слой; *4* — слой с коромантийной скоростью 7,3 км/с; *5* — мантия. Отношение масштабов горизонтального к вертикальному 40 : 1



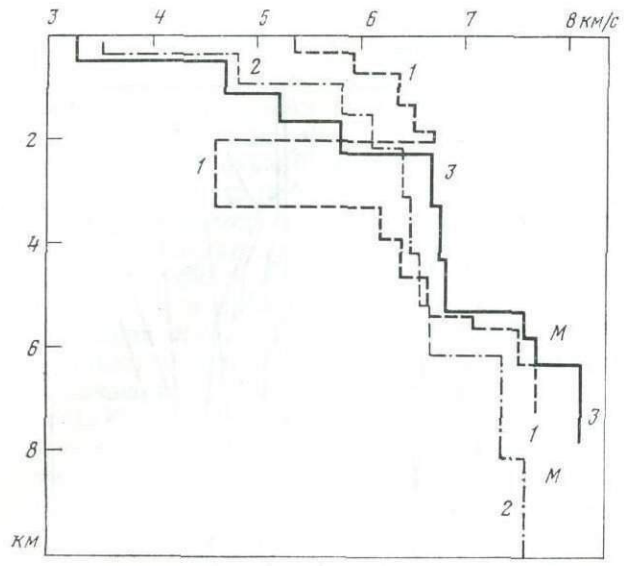


Рис. 1.17. Скоростные кривые для Восточно-Тихоокеанского поднятия в районе 103—105° W и 7—9°N (Orcutt, Kennett, 1976)

1 — для оси хребта; *2* — на удалении 100 км на запад; *3* — 200 км от оси, в районе трансформного разлома

7,6 км/с, т. е. в осевой части до глубин около 8 км от дна нормальные скорости не обнаружены.

Сравнение сейсмических разрезов для рифтовых зон океанов и материков показывает, что основной их особенностью по сравнению с прилегающими областями являются аномально малые скорости для верхов мантии, в то время как скоростная структура коры сохраняется. Исключением являются зоны Афарского треугольника и Исландии, где область аномальных разрезов охватывает коровые глубины. В области океанических рифтов, в которых, как предполагают многие, образуется океаническая кора, огромное значение отводится осевому телу, питающему этот процесс. Его дно в нормальной мантии располагается в рифтовой зоне на глубинах 40—80 км, в то время как на примыкающих к хребту океанических плато мантия с нормальными скоростями находится на глубине всего 10—12 км. Толщина литосферы постепенно увеличивается при удалении от рифтовой долины. Как ведет себя астеносфера, как она соединяется с осевым телом, какова морфология осевых тел в рифтовых зонах океанов и континентов, как они связаны с аномалиями в надастеносферной мантии — решение всех этих вопросов требует постановки специальных наблюдений.

1.3.4. Окраинные зоны

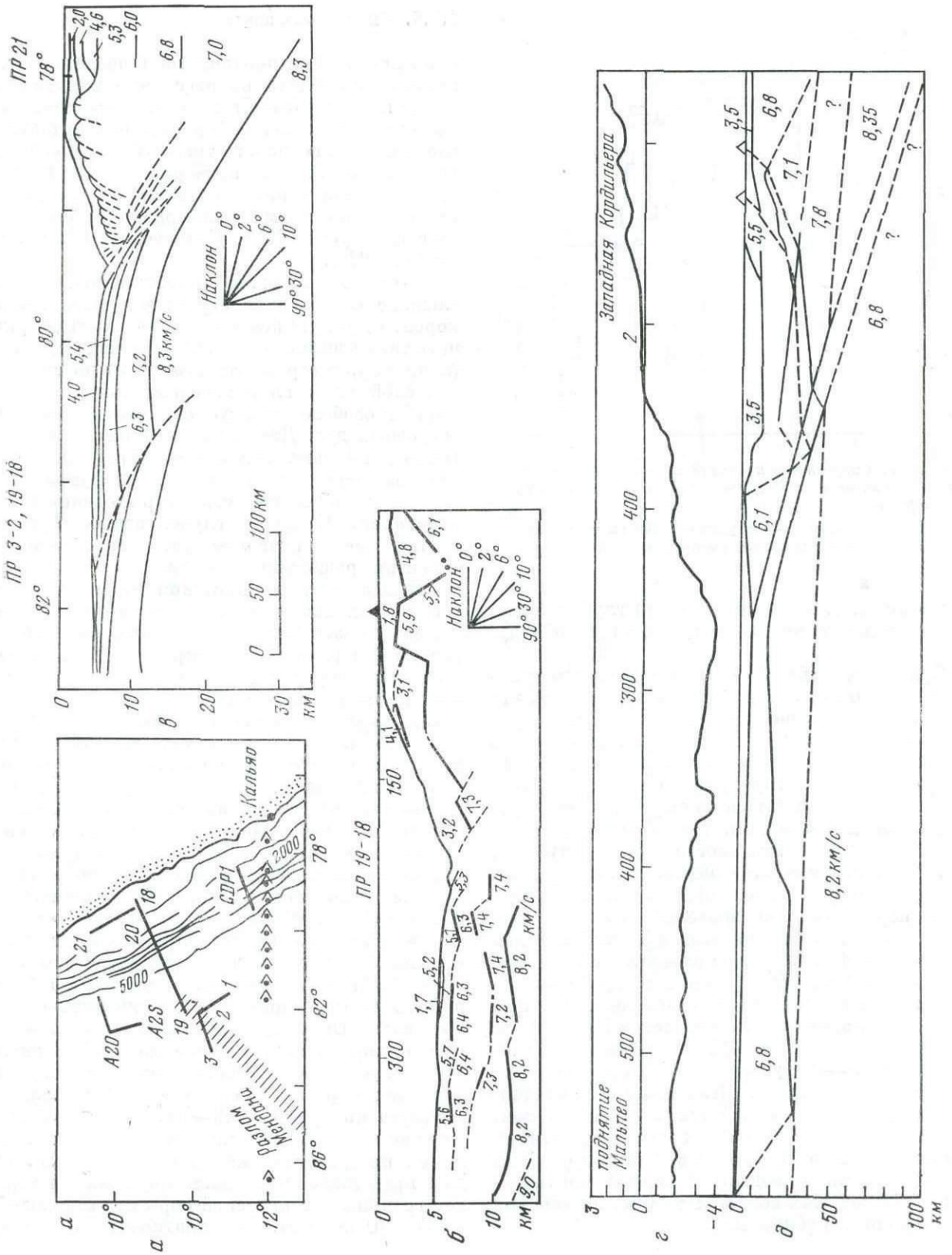
Зоны перехода от континентов к океанам сейчас принято разделять на пассивные и активные. Такое подразделение в какой-то мере аналогично прежнему делению на окраины атлантического и тихоокеанского типов (Белоусов, 1968). Новизна состоит в подчеркивании сейсмической активности или пассивности окраин, с чем связывается современный геодинамический процесс (Белоусов, 1968; Беляевский, 1974; Burk, Drake, 1974).

Активные окраины представляют собой сложное чередование структур с разнотипной корой: от редуцированной коры континентального типа в эпиконтинентальных краевых морях (например, север Охотского моря) до субокеанической коры глубоководных котловин этих морей и особого вида субконтинентальной коры островных дуг. Данные последних лет существенно дополняют эти общие черты картиной осадконакопления и тектоники фундамента, сведениями о возрасте структур по данным драгирования. Будущее глубоководное бурение в этих зонах позволит установить историю развития разнотипных окраин.

Исследования в Охотском море показали, что центральная его часть примерно 70—90 млн. лет тому назад была сушей и что современный рельеф фундамента сформировался в процессе новейших вертикальных подвижек, охвативших и осадочный чехол.

В качестве иллюстрации новых данных по активным окраинам приведем сейсмические разрезы для переходной зоны от Тихого океана к Южно-Американскому шельфу (рис. 1.18). Это — пример достаточно детальных специальных работ, направленных на изучение зоны предполагаемой субдукции — поддвигания океанической литосферы под континентальную. Работы выполнены комплексом сейсмических методов (НСП, МОВ, ГСЗ). Разрез через северную часть желоба (*д*) построен по комплексным сейсмогравиметрическим данным методом подбора. Выбранный вариант с достаточно большой точностью удовлетворяет кинематике первых волн. Он допускает погружение океанической коры под континент до глубин около 100 км, хотя фактические измерения ограничиваются первыми десятками километров.

Разрез по профилю 19—18 (*б*) более обеспечен экспериментальными наблюдениями и целиком построен по сейсмическим данным. Он дает представление о явном продолжении верхней границы океанической коры под ось желоба на 30—40 км в сторону континента и на про-


ПР 21
ПР 3-2, 19-18
ПР 19-18
Наклон
Разлом Мендана
Кальяо
Западная Кордильера
поднятие Мальпео
8,3 км/с
8,2 км/с
100 км
км

должение в этом же направлении границы М под шельф на 100—120 км.

Интересна область континентального склона со сложной блоковой структурой, которая, по мнению авторов, не могла образоваться за счет накопления океанических осадочных толщ, а связана с тектоникой первичной континентальной коры, видоизмененной процессами, связанными с поддвигом. Интересно отметить, что подобное сочленение континентального склона с желобом и океанической корой наблюдается в районе Японской дуги и у Южных Курил (данные, полученные на геофизических полигонах для глубоководного бурения).

Для пассивных окраин характерен постепенный переход от океанической коры к континентальной с широкой шельфовой зоной, на которой происходит утолщение коры в основном за счет появления и разрастания верхнего слоя. Обычно эти окраины осложнены ступенями, погруженными в разное время и представленными блоками коры с континентальной структурой.

Во многих западных окраинных зонах Северной и Южной Америки и на западной окраине Африки обнаружены глубокие осадочные бассейны, заполненные осадками мезозойского и кайнозойского возрастов; многие шельфовые структуры продолжаются в пределы материков; все это свидетельствует о сложных процессах формирования окраин этого типа.

Особенно интересные данные получены в последние годы в Северной Атлантике и в Арктическом бассейне. Здесь обнаружены крупные континентальные блоки, погруженные на большие глубины: плато Роккол, плато Воринг и др. На сейсмическом разрезе земной коры от Исландии до Норвегии (рис. 1.19) четко видно блоковое строение коры, которое коррелируется с батиметрией. Областям наибольшего погружения (Фарерско-Шотландский канал) соответствуют подъем границы М и прогибание поверхности консолидированной коры. В шельфовых зонах Шотландии кора редуцирована до глубины порядка 20—25 км и ее толщина достигает 32—37 км (Bamford e. a., 1976). В области Исландско-Фарерского порога, Фарерских островов и на возвышенности Роккол граница М имеет нормальную скорость и залегает на глубинах 32—35 км. Внутренняя структура коры порога более высокоскоростная, чем в Скандинавии, и близка к структуре Великобритании. Особый скоростной разрез наблюдается в Исландии. Здесь нормальная мантия образует чашеобразное углубление, заполненное осевым телом со скоростью 6,5—7,0 км/с. Это коррелируется с представлениями Арича (Aric, 1972) о структуре хребта Рейкъянес.

При сравнении данного разреза со всем комплексом имеющихся сейсмических данных о структуре коры Северной Атлантики создается впечатление, что к срединным хребтам Рейкъянес, Колбейнсей, Книповича и в Арктическом бассейне к хребту Гаккеля примыкают области континентальных окраин, которые состоят из шельфовых зон, областей изометричных бассейнов с переработанной океанической корой и погруженных континентальных блоков с еще непереработанной корой. Характерной чертой этих областей также являются узкие каналы типа Фарерско-Шотландского с аномально тонкой корой, которые протягиваются на многие сотни километров.

Некоторые из котловин, например Норвежская, имеют осложненный рельеф дна и полосчатое магнитное поле, обычно характерное для рифтовых зон.

Все это свидетельствует о том, что на этих обширных окраинах разрушение континентов и его взаимодействие с процессом рифтогенеза, сконцентрированном в рифтовых зонах хребтов, сопровождаются таким быстрым погружением континентальных блоков коры в мантию, что они не успевают «растворяться» в ней, как это, видимо, происходит в котловинах окраинных морей. Возможно также, что термический режим тектоносферы северных окраин иной, и поэтому процессы взаимодействия литосферы и астеносферы здесь более пассивны, чем в активных окраинах Тихого океана.

1.3.5. Внутриконтинентальные моря

К структурам глубоких прогибов континентов близко примыкают впадины внутренних морей — Черного и Каспийского. Их глубинное строение было изучено в конце 60-х и в 70-х годах (Строение..., 1972). Новые данные в последнее время получены в Средиземном море (Finetti, Morelli, 1973).

На рис. 1.20 показан временной разрез МОВ и скоростной разрез осадочной толщи, содер-

Рис. 1.18. Сейсмические разрезы через Чилийский желоб (Hussong e. a., 1976; Mayer e. a., 1976)

а — карта профилей ГСЗ; *б* — разрез через плато Наска, Чилийский желоб и шельфовую зону; *в* — обобщенный разрез шельфовой зоны; *г* — рельеф дна и дневной поверхности; *д* — сейсмический разрез в северной части желоба, в районе Буэнавентура (для глубин более 40 км построен с учетом данных гравиметрии); штриховая линия—ход лучей для наземных станций (треугольники)

жащей эвапориты. Бурение подтвердило соляно-купольную тектонику на территории Средиземного моря, которая более развита в западной его части. Изучение структуры эвапоритов позволило установить циклы накопления осадков и время погружения разных бассейнов Средиземного моря.

Данные о глубинной структуре моря менее обширны. На рис. 1.21 показаны скоростные разрезы коры, полученные восточнее и западнее о-ва Сардиния и южнее о-ва Кипр (Finetti, Morelli, 1973). Для сравнения здесь же приведен разрез для западной части котловины Черного моря (Строение..., 1972).

Кора в западной части абиссальных равнин с глубиной моря 2,5—2,6 км имеет толщину около 15—16 км. Из них около 8—8,5 км осадочных пород, 4,5—5,0 км консолидированной коры со скоростью 5,5 км/с и более. Состав низов коры не ясен. Скорости для границы М около 8 км/с.

В Тирренском море (разрез *2* на рис. 1.21) кора тонкая (11,5—12 км). Осадочная толща утонена до 4—5 км. Эвапориты образуют купола меньшего размера. В низах коры намечается слой с повышенной (~7 км/с) скоростью. В восточной и юго-восточной части моря севернее *Нильского угла (разрез 3) кора мощная* (25 км), континентального типа. Осадочный комплекс имеет толщину более 7 км с резко выраженными реперами — слоями повышенных скоростей. Верхняя часть коры, в интервале глубин 7—14 км, имеет скорости около 6 км/с, затем идет слой с пониженной скоростью (до 5,7 км/с) и в низах коры скорость около 7 км/с.

Разрез Черноморской впадины (*4*) отличается от западносредиземноморских большим количеством осадков и еще более тонкой корой. Глубоководное бурение, проведенное здесь в 1975 г., показало, что в недавнем геологическом прошлом это был мелководный опресненный бассейн, в котором накапливались рыхлые осадки. Углубление бассейна и соединение его со Средиземным морем произошло недавно. Все это говорит о совершенно необычных скоростях прогибания и накопления осадочных толщ в Черноморской котловине. Еще большие скорости этих процессов можно предполагать в южной котловине Каспийского моря.

Мы здесь не имеем возможности уделить внимание структуре котловин окраинных морей. Между тем они сейчас привлекают большое внимание в связи с данными о их разогреве, полученными при изучении теплового потока. Изучение остаточных гравитационных аномалий указывает на возможное разуплотнение здесь мантии под действием процессов, проходящих в зонах поддвига.

Прямые сейсмические измерения скоростей в литосфере и астеносфере этих зон пока еще недостаточно надежны.

Что касается структуры коры, то советские данные о строении Японской, Охотской и Беринговой котловин показывают, что наиболее высокоскоростная кора наблюдается в *Беринговом море, а наименее — в Японском море.* Кора Охотской котловины имеет наиболее толстую осадочную толщу.

Тепловой поток аномально высок в этих двух котловинах и почти нормален в Беринговой.

Что означают эти связи, как их трактовать с точки зрения истории развития этих зон, сейчас неясно. Можно думать, что будущее бурение в окраинах Тихого океана позволит подойти к решению этих и многих других проблем соотношения между континентами и океанами.

1.4. Структура мантии по сейсмическим данным[1]

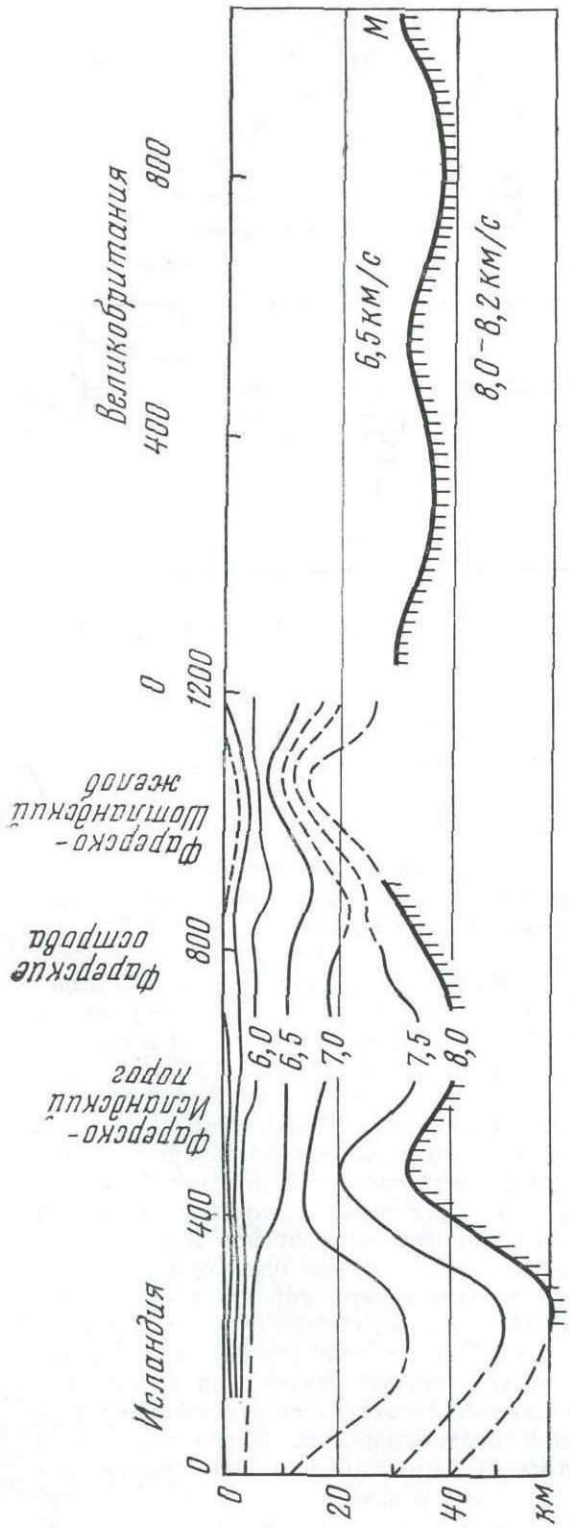
Обобщение данных сейсмических исследований мантии является трудной задачей. Сейсмология располагает множеством методов, решающих одну и ту же задачу, и в этом ее сила, но любой метод рисует несколько иную картину, чем другой, будь он применен к той же среде. Во многих случаях определение структуры среды известным методом на практике представляет собой творческий акт, и потому полученный результат до некоторой степени субъективен. Как же сравнивать результаты, полученные разными методами, различными исследователями, в различных частях планеты?

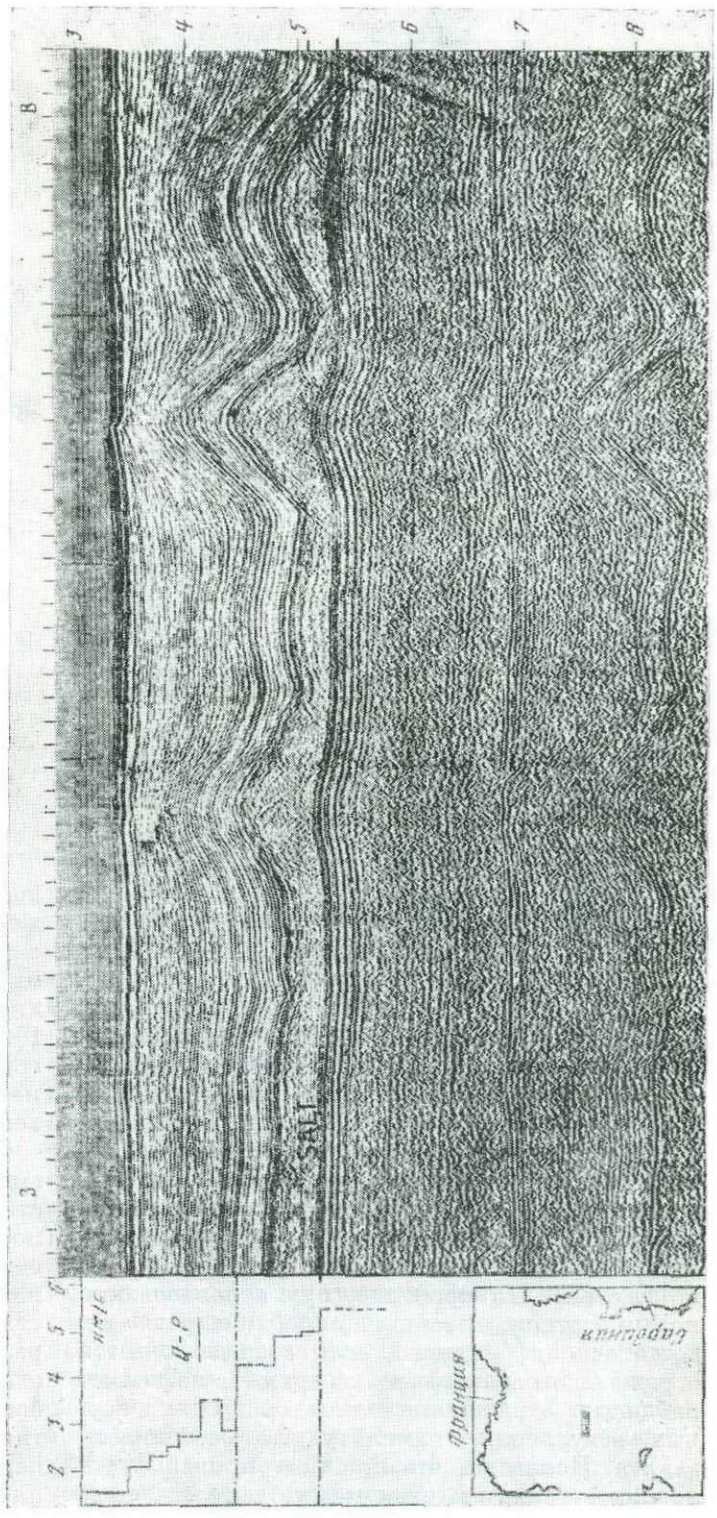
Наиболее детальную информацию о верхней мантии в настоящее время дают методы, основанные на наблюдениях короткопериодных продольных и иногда поперечных волн. Особый интерес для понимания тектонических про-

Рис. 1.19. Сейсмический разрез от Исландии, через Фарерские острова, Фарерско-Шотландский желоб и Великобританию (Zverev e. a., 1975; Bemford e. a., 1975)

Рис. 1.20. Разрез МОВ—ОГТ, характеризующий эвапориты и нижний скоростной этаж осадочной толщи (скорости около 5,5 км/с) (Finetti, Morelli, 1973)
По вертикали время отражения в секундах

[1] Раздел составлен Л. П. Винником.


Великобритания
Исландия
Фарерско-Шотландский желоб
Фарерские острова
Фарерско-Исландский порог
6,5 км/с
8,0–8,2 км/с
M
6,0
6,5
7,0
7,5
8,0
0
400
800
1200
0
20
40
км


SALT
Англия
Франция

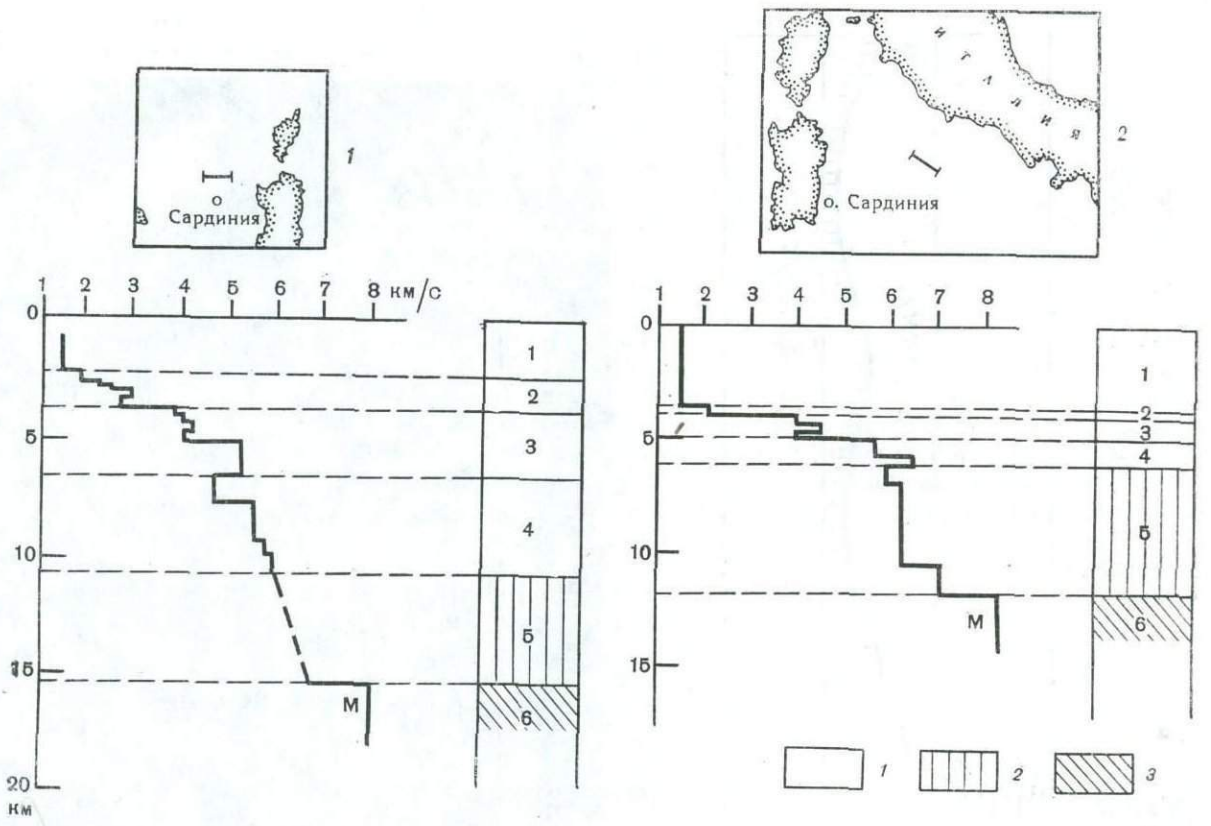


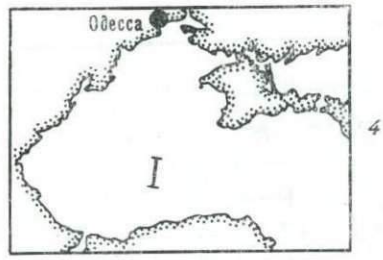
Рис. 1.21. Скоростные кривые для Средиземного и Черного морей

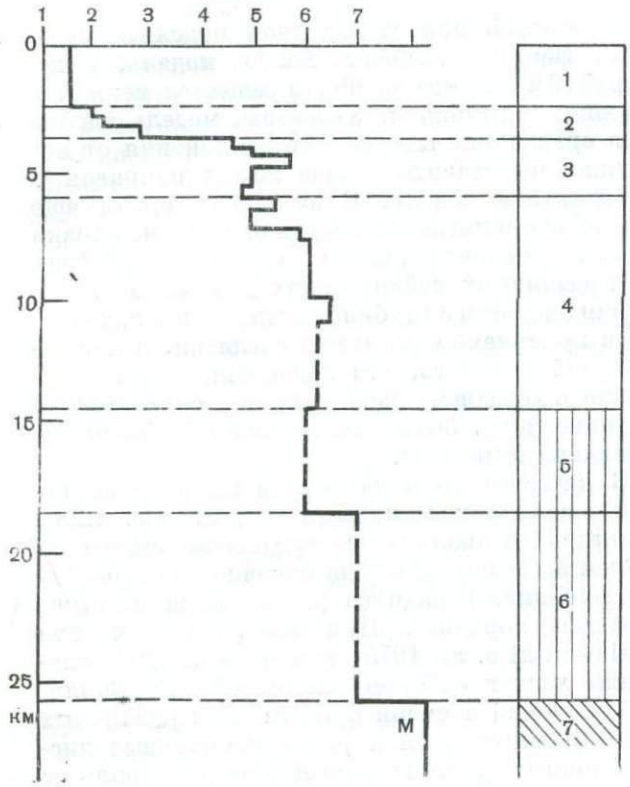
1 — осадочная толща; *2* — консолидированная кора; *3* — мантия

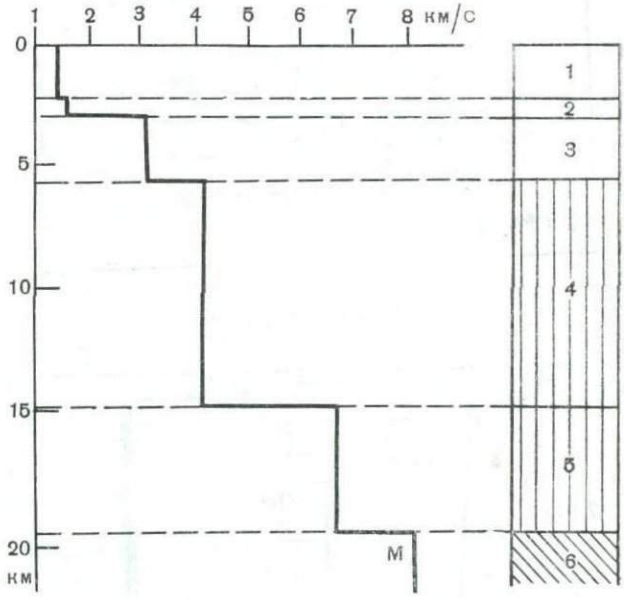
цессов представляют слои пониженной скорости. Выделение и исследование этих слоев по наблюдениям объемных волн является одним из сложных вопросов сейсмического эксперимента. Математически строгое решение задачи об определении скоростного разреза в присутствии слоев пониженной скорости в градиентной сферически-симметричной среде возможно лишь с помощью источников, распределенных по глубине. На практике, при использовании поверхностного источника, проблема решается достаточно эффективно, если в среде имеются отражающие границы и эксперимент позволяет наблюдать отраженные волны, смену фаз в первых вступлениях, амплитудные особенности записи. Полагают, что при благоприятных условиях в верхах мантии можно выделять слои пониженной скорости минимальной мощностью около 10 км (Alekseev e. a., 1973).

При интерпретации дисперсионных кривых поверхностных волн выделение слоев пониженной скорости не представляет особой проблемы, однако из-за большой длины используемых волн минимальная мощность слоев, выделяемых в верхах мантии, составляет около 100 км. *При использовании основной и высших* гармоник скорость поперечных волн в слое мощностью около 100 км может быть установлена с точностью около 0,1 км/с (Der e. a., 1970).

Однако главная проблема достоверности сейсмических данных состоит в том, что большинство практических методов, применяемых для построения скоростных разрезов мантии, рассчитано на горизонтально однородную среду, которая, как мы теперь хорошо знаем, представляет абстракцию, иногда очень далекую от реальности. Присутствие горизонтальных неоднородностей снижает разрешающую силу любого сейсмического метода по отношению к вертикальной неоднородности. Более того, если параметры среды сильно и непрерывно меняются по горизонтали, то само понятие вертикального скоростного разреза теряет смысл. Та грань, за которой необходимо приостановить





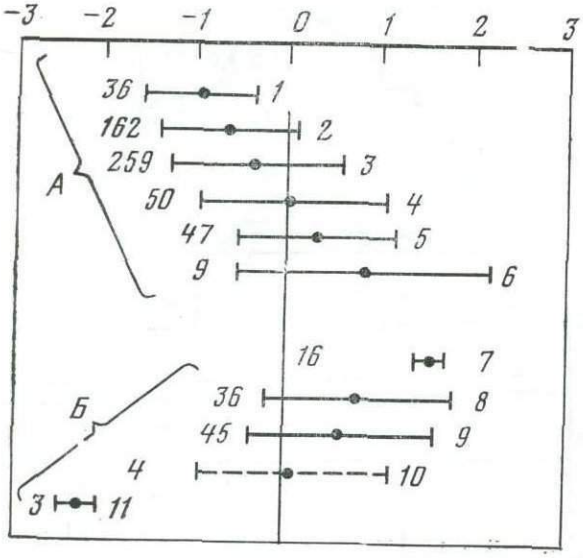


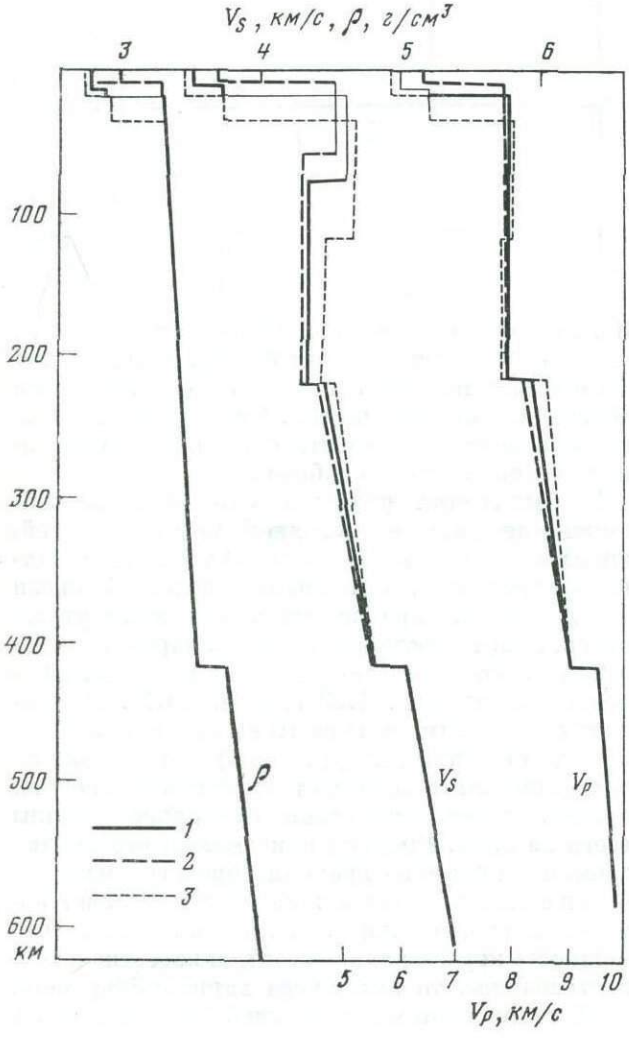
детализацию изучаемой структуры, бывает трудноуловима даже для опытного исследователя. Тем более трудно выделить надежные факты читателю, видящему исходные данные в препарированном виде. Поэтому результат обобщения разрозненных, иногда несопоставимых и противоречивых данных неизбежно субъективен. Это замечание относится в равной степени и к автору данного раздела.

Пытаясь представить современную информацию о структуре мантии в обозримом виде, мы считаем целесообразным рассмотреть референтную или обобщенную модель мантии Земли, тонкую структуру нижней литосферы, верхнюю мантию щитов, платформ, рифтовых зон, орогенических областей, тектонически активных океанических окраин, структуру нижней мантии.

Нижняя литосфера, т. е. часть верхней мантии от границы Мохоровичича до глубины около 100 км, выделена нами в специальный раздел, так как она доступна для более детальных исследований по сравнению с более глубокими областями верхней мантии. Однако данных этого типа пока еще недостаточно для обоснованных региональных обобщений.

В следующих разделах суммируются сейсмические данные о верхней мантии важнейших геоструктурных единиц. О том, что свойства верхней мантии находятся в тесной связи с тектоникой, красноречиво свидетельствуют станционные отклонения от стандартного годографа телесейсмических продольных волн, показанные на рис. 1.22 (Jacob, 1972). Приращение мощности коры на 10 км при неизменных высоте станции над уровнем моря и средней скорости волн в коре дает приращение времени пробега телесейсмической продольной волны всего на 0,5 с. Рисунок показывает, что наблюдаемые вариации времени пробега намного больше тех, которые можно отнести за счет изменений свойств коры. Если допустить, что мощность коры в районе станций известна с точностью 5 км, то амплитуда вариаций времени пробега, связанных с верхней мантией, будет





почти на порядок превышать погрешность поправок за кору.

Вопрос о роли, которую в тектонических процессах играет нижняя мантия, в настоящее время не ясен. Тем не менее мы сочли целесообразным привести некоторые новейшие данные о структуре и этой оболочки.

1.4.1. Референтная модель мантии

Референтной или стандартной моделью «средней» Земли называют такую модель, в которой физические свойства вещества меняются только с глубиной. Указанная модель удобна для сравнения, так как все отклонения от нее можно представить в виде малых поправок к стандартной модели. В настоящее время еще нет общепринятой стандартной модели, однако имеются многие попытки глобального обобщения различных сейсмических данных об изменении скорости с глубиной. Эти данные находятся в приемлемом взаимном согласии, и нет оснований полагать, что современные представления о «среднем» распределении скоростей по глубине могут быть в ближайшем будущем радикально изменены.

В качестве примера современной планетарной модели можно привести модель (рис. 1.23), в которой радиальное распределение скоростей и плотности представлено кусочно-непрерывными функциями радиуса (полиномами не выше третьего порядка). При построении модели (Dziewonski e. a., 1975) использовано 1064 значения частот собственных колебаний Земли, 246 значений времени пробега пяти различных фаз объемных волн и ряд региональных дисперсионных кривых поверхностных волн с периодами от 20 с и выше. При построении плотностного разреза предполагается, что на глубинах более 670 км он следует уравнению Адамса—Вильямсона, описывающему уплот-

Рис. 1.22. Станционные временные отклонения от стандартного годографа на континентах (А) и океанах (Б), полученные по записям мировой сети станций при взрыве Лонгшот в районе Алеутских островов (Jacob, 1972)

Цифры — число наблюдений в каждой группе. Длина отрезков соответствует стандартному отклонению от среднего. *1* — щиты; *2* — стабильные области; *3* — все континентальные станции; *4* — орогенические пояса; *5* — зоны скалывания; *6* — вулканические зоны; *7* — Гавайские острова; *8* — вулканические области; *9* — все океанические станции; *10* — стабильные поднятия; *11* — глубинные сейсмические зоны

Рис. 1.23. Референтные модели верхней мантии (Dziewonski e. a., 1975)

1 — средняя для Земли; *2* — океаническая; *3* — континентальная

нение химически однородного вещества за счет роста давления с глубиной. Модель содержит скачки скорости в мантии на глубинах 220, 420, 670 км и слой пониженной (приблизительно на 0,3 км/с) скорости поперечных волн на глубинах от 80 до 220 км. Глубина раздела ядро—мантия по последним данным равна 2885 км.

Сейсмические данные в принципе позволяют установить в дополнение к скоростям и практически независимо от них радиальное распределение механической добротности Q — параметра, определяющего затухание колебаний в пространстве (для бегущих волн) или во времени (для собственных колебаний Земли). Параметр Q весьма чувствителен к присутствию в твердом теле небольших включений расплавленного материала и, следовательно, к температурным и иным изменениям на глубине. Значения этого параметра в верхних 200—300 км мантии меняются по горизонтали в пределах не менее одного порядка по сравнению с 10% для скоростных вариаций; это обстоятельство затрудняет построение среднеземной зависимости Q от глубины. Кроме того, в настоящее время значения Q оцениваются с большой относительной погрешностью. По нашему мнению, в качестве стандартного распределения Q по глубине сейчас можно использовать модели, полученные по данным анализа длиннопериодных поверхностных волн и собственных колебаний Земли (Жарков, Любимов, 1967; Anderson e. a., 1965). Значения Q для продольных и поперечных волн связаны приблизительным соотношением $Q_P = 2{,}3\ Q_S$, вытекающим из теоретических представлений и не противоречащим результатам наблюдений. При этом среднее значение Q_P в верхнем 300-километровом слое мантии составляет около 300 и возрастает в нижней мантии на порядок.

Значения Q, полученные из наблюдений длиннопериодных колебаний, удовлетворительно описывают затухание короткопериодных продольных волн в платформенной мантии (Винник, 1976); следует заметить, что вопрос о соотношении Q для длиннопериодных и короткопериодных волн обсуждался неоднократно и по этому поводу высказывались иные суждения. Приводились данные спектрального анализа, как будто бы указывающие на слабый рост Q с ростом частоты в области 1 Гц (например, Archambeau e. a., 1969), однако весьма вероятно, что наблюдаемый эффект объясняется другой причиной, например мелкой слоистостью среды.

К числу давно и твердо установленных фактов относится отличие скоростного строения верхней мантии под «средним» океаном и «средним» континентом.

Были предложены (Dziewonski e. a., 1975) референтные модели для континентальной и океанической мантии (см. рис. 1.23). Предполагается, что различия между двумя моделями ограничены глубиной 420 км. Фактическую основу, на которую опираются предполагаемые модели, представляют дисперсионные кривые длиннопериодных поверхностных волн, полученные для различных регионов. Наибольшие различия наблюдаются в слое пониженной скорости, который под континентом выражен относительно слабее, чем под океаном. Кровля слоя пониженной скорости под континентом находится на 60 км глубже, чем под океаном.

В обсуждаемых скоростных моделях во имя простоты сознательно опущены некоторые детали, могущие иметь существенное значение. Можно предположить вслед за авторами моделей, что новые модели будут иметь приблизительно те же значения скоростей и плотностей, если мы будем сравнивать значения для осредненного разреза со слоями мощностью в 200—300 км.

1.4.2. Тонкая структура нижней литосферы

Верхние 100 км мантии (или нижняя литосфера) в настоящее время доступны для исследований стандартным методом ГСЗ. Техника ГСЗ, использующая отраженные и рефрагированные или квазиголовные волны (частотой 5—10 Гц) при плотных расстановках сейсмографов с использованием встречных и нагоняющих годографов, позволяет расчленять нижнюю литосферу на слои мощностью в 10—20 км, а также выделять горизонтальные неоднородности, если их протяженность измеряется сотнями километров. На рис. 1.24 приведен двумерный скоростной разрез нижней литосферы на профиле через Европейскую платформу (Бурмаков и др., 1975). Этот разрез демонстрирует характерные особенности структуры литосферы, выделяемые методом ГСЗ: слой мощностью около 15 км и протяженностью порядка 200 км со скоростью продольных волн около 8,5 км/с, а также слой относительно пониженной до 8,3 км/с скорости мощностью около 10 км на глубине около 30 км, отсчитываемой от границы Мохоровичича. Обнаружение слоев со скоростью около 8,5 км/с и выше на небольшой глубине является важнейшим результатом исследований нижней литосферы, выполненных методом ГСЗ. Методы сейсмологии, использующие более длинные волны и менее де-

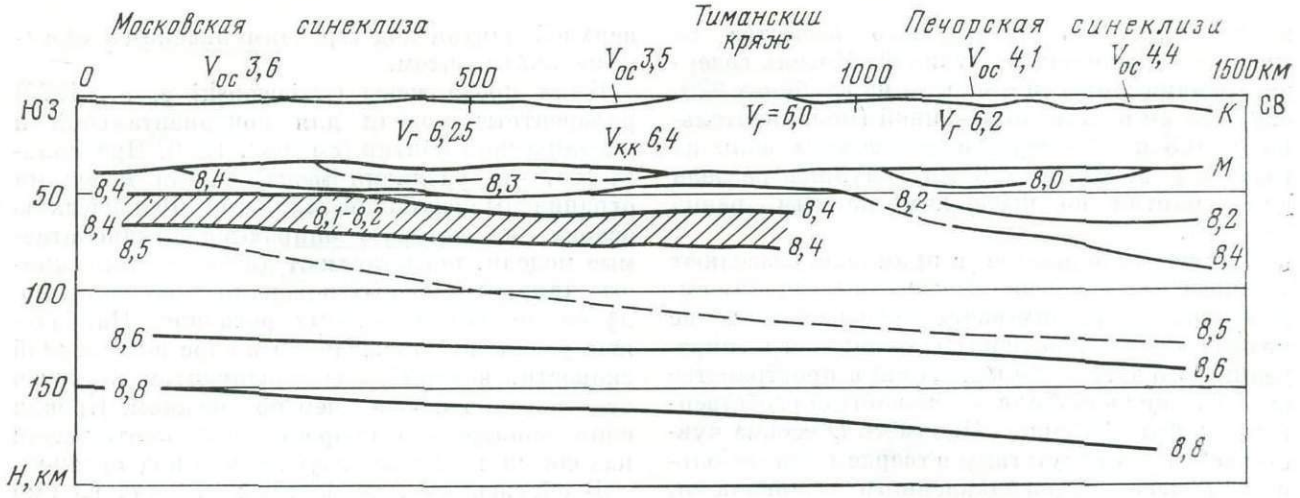


Рис. 1.24. Скоростной разрез верхней мантии для Русской платформы по профилю Кинешма — Воркута (Бурмаков и др., 1975)

Заштрихована зона пониженных скоростей в нижней литосфере

тальные системы наблюдений, как правило, дают в этом интервале глубин скорость, не превышающую 8,2 км/с. Более низкая скорость, получаемая методами сейсмологии, может быть объяснена интегрирующим эффектом более длинных волн, поскольку тонкие слои повышенной скорости перемежаются со слоями пониженной до 7,9 км/с скорости.

Другой подход к исследованию тонкой структуры нижней литосферы (Aki e. a., 1976) основан на использовании больших сейсмических групп, таких, как группа NORSAR в Норвегии в районе Осло. Группа представляет систему, состоящую из 22 подгрупп. Сейсмографы размещены на площади, имеющей поперечник около 100 км. Среда под группой просвечивается большим числом далеких землетрясений, лучи которых подходят к сейсмоприемникам в различных азимутах и под различными углами к поверхности. Литосфера под группой разбивается на несколько слоев, а слои — на элементарные ячейки, через каждую из которых проходит несколько лучей. Применяемая техника интерпретации (метод возмущений) сводит задачу к решению нескольких сотен алгебраических линейных уравнений и позволяет приписать каждой ячейке такую поправку к нормальной скорости, которая минимизирует невязки времени пробега по сети в целом. Нормальный скоростной разрез литосферы должен быть установлен каким-нибудь независимым методом, например ГСЗ.

С помощью этой техники под группой NORSAR на глубинах около 100 км выделяются скоростные вариации амплитудой в несколько процентов от нормальной скорости и горизонтальным размером в несколько десятков километров. Группа NORSAR находится на Балтийском щите, литосфера которого построена, по-видимому, не сложнее, чем на профилях, пройденных методом ГСЗ в других платформенных областях. Однако вместо субгоризонтальных границ мы видим тела размерами в несколько десятков километров, наклоненные под большими углами к горизонту. Таким образом, *тонкая скоростная структура литосферы* выглядит совершенно по-разному в лучах волн от далеких землетрясений, пересекающих ее под крутыми углами, близкими к вертикали, и при изучении ее рефрагированными волнами, распространяющимися субгоризонтально. Однако трудности понимания тонкой структуры литосферы этим не исчерпаны. Она может выглядеть по-разному еще и в зависимости от азимута профиля, на котором наблюдаются рефрагированные волны.

Одним из основных породообразующих минералов верхней мантии является оливин, кристаллы которого обладают сильнейшей скоростной санизотропией. В зависимости от направления распространения скорость продольных волн в кристалле оливина может варьировать от 7,73 до 9,87 км/с. В горной породе эффект анизотропии значительно меньше из-за хаотической ориентировки кристаллов. Однако, как показывают теория и лабораторные опыты, кристаллы приобретают упорядоченную ориентировку в процессе пластического течения горной породы. *Кроме того, с каждым годом растет число*

полевых наблюдений, указывающих на наличие скоростной анизотропии в веществе верхней мантии непосредственно под границей Мохоровичича на океанах (Raitt e. a., 1971) и континентах (Bamford, 1973). В частности, по данным наблюдений в ФРГ величина скоростной анизотропии достигает 7—8%.

Мы полагаем, что тонкая структура нижней литосферы может считаться установленной надежно, если она согласуется с данными всех перечисленных выше типов наблюдений. До тех пор, пока такой комплекс не осуществлен, обобщение и понимание данных о тонкой структуре нижней литосферы представляет трудную проблему. Проще обстоит дело с интегральными параметрами, такими как средняя скорость в слое мощностью порядка 50—100 км или затухание короткопериодных объемных волн. Некоторые данные такого типа будут обсуждены в следующих разделах.

Полезным инструментом для исследований горизонтальных вариаций структуры литосферы регионального масштаба служит фаза S_n — короткопериодная поперечная волна, распространяющаяся на большие расстояния с почти постоянной скоростью. Фаза S_n очень сильно затухает при распространении в тыловых частях островных дуг и при пересечении срединно-океанических хребтов (Molnar, Oliver, 1969). Это явление, по мнению авторов, вызывается развитием процесса частичного плавления, характерного для астеносферы на уровне границы Мохоровичича.

Еще несколько лет тому назад перспективным инструментом исследований тонкой структуры литосферы казались предвестники волн *PP* и *PKPPKP*, которые интерпретировались как отражения от внутренней стороны глубинных сейсмических границ. Однако в настоящее время надежно установлено, что бо́льшая часть энергии предвестников принадлежит волнам, рассеянным на горизонтальных неоднородностях литосферы размером порядка нескольких десятков километров (Винник, 1976). Исследование характера рассеяния под различными углами позволяет оценить интенсивность неоднородностей различного масштаба в рассеивающем объеме. Среднеквадратичная величина горизонтальных скоростных вариаций с масштабом порядка десятков километров составляет в «среднемировой» литосфере около 1% (Винник, 1976).

1.4.3. Верхняя мантия древних щитов и платформ

Наиболее детальные работы по анализу структуры мантии древних щитов и платформ выполнены на Канадском и Балтийском щитах. Ниже приводится скоростной разрез верхней мантии Канадского щита для продольных волн, полученный методами взрывной сейсмологии (Masse, 1974):

Глубина, км	42,2	72,6	72,7	73,5	77,5	93,5	94
Скорость, км/с	8,06	8,06	8,10	8,20	8,37	8,37	8,05
Глубина, км	107	107	325	328	328,5	332,5	410
Скорость, км/с	7,98	8,43	8,435	8,45	8,55	8,78	8,783
Глубина, км	420	425	430	432	440	590,9	610
Скорость, км/с	8,81	8,847	8,95	9,625	9,640	9,647	9,720
Глубина, км	670	695	707	710	800		
Скорость, км/с	10,20	10,52	10,80	11,24	11,260		

Выделяются границы на глубинах около 74, 107, 328, 431 и 710 км, а также зона постепенного роста скорости с глубиной в интервале 590—710 км. В интервале глубин от 94 до 107 км выделен тонкий слой пониженной скорости, т. е. астеносферы в обычном понимании этого термина в разрезе Канадского щита нет. Разрез для поперечных волн в районе Канадского щита получен по наблюдениям поверхностных волн (Wickens, 1971). Скорость поперечных волн меняется от 4,65 км/с под границей Мохоровичича до 4,8 км/с на глубинах 50—240 км. В интервале глубин 90—150 км выделяется слой пониженной (до 4,45 км/с) скорости. Такое расхождение в деталях между разрезами для продольных и поперечных волн (различная глубина и мощность волноводов и т. п.) связано либо с различиями применяемых методов, либо с тем, что структура среды для продольных и поперечных волн действительно различна.

Анализ записей группой NORSAR сейсмических явлений на территории СССР показал очень близкое сходство структуры верхней мантии Канадского и Балтийского щитов (Masse, Alexander, 1975) до глубины в несколько сотен километров. Чтобы объяснить это

сходство в рамках концепции мобилизма, предполагается, что либо литосфера щитов очень мощна, так что дрейфует большая толща верхней мантии, либо, если литосфера тонка, то верхняя мантия под ней не отличается от верхней мантии Атлантического океана.

Нам представляется, однако, что тонкие особенности разрезов, по которым судят о сходстве Балтийского и Канадского щитов, выделяются не вполне надежно.

Многочисленными работами в Северной Америке документированы различные переходные стадии от высокоскоростной верхней мантии Канадского щита к активизированной, низкоскоростной мантии западных районов континента. Хорошим примером горизонтальной изменчивости скоростной структуры мантии в платформенной области могут служить данные Ю. А. Бурмакова и др. (1975), полученные на профиле протяженностью 1500 км, пересекающем с юго-запада на северо-восток структуры Московской синеклизы, Тиманского кряжа и Печерской синеклизы (см. рис. 1.24). Верх мантии Печерской синеклизы до глубины около 70 км характеризуется скоростью P-волн на 0,2—0,3 км/с более низкой, чем Московской синеклизы. Это изменение соответствует более молодому возрасту складчатого основания Печерской синеклизы.

Хотя верхняя мантия щитов в континентальном масштабе выглядит горизонтально однородной, в ней присутствуют неоднородности меньшего масштаба.

1.4.4. Верхняя мантия рифтовых зон

Одно из наиболее полных исследований структуры верхней мантии рифтовой области на большую глубину выполнено с помощью продольных волн, возбужденных ядерными взрывами, в провинции Бассейнов и Хребтов на западе США, являющейся, по мнению американских геологов, продолжением океанического рифта на суше (Archambeau e. a., 1969). Сходство с океанической структурой подчеркивается необычно тонкой для континентов корой:

Пониженная скорость на границе Мохоровичича и непосредственно под ней, присутствие зоны пониженных скоростей в верхней мантии для продольных и поперечных волн на глубинах до 200 км, аномальное поведение почти всех геофизических полей представляют, повидимому, характерные признаки всех рифтовых областей.

О верхней мантии океанических рифтов данных немного, и они менее детальны. Анализ затухания длиннопериодных поперечных волн привел к выводу, что зона низкой добротности ($Q_s \approx 10$) под Срединно-Атлантическим хребтом не шире чем 100 км и приурочена к глубинам менее 50—150 км (Solomon, 1973). Данные, полученные в результате анализа дисперсии поверхностных волн (Forsyth, 1975), свидетельствуют о резком изменении скоростной структуры верхней мантии до глубины около 175 км в пределах нескольких сотен километров от оси срединно-океанического хребта. По этим данным кровля низкоскоростного слоя (астеносферы) между осью хребта и изохроной 5 млн. лет находится на глубине не более 25 км и достигает глубины около 60 км в пределах изохроны 10 млн. лет. С удалением от оси хребта эта глубина постепенно возрастает до 100 км. Средняя скорость поперечных волн в литосфере возрастает от 4,4 до 4,7 км/с. Не наблюдается заметных изменений в глубине подошвы низкоскоростного слоя (около 175 км).

Существуют сообщения о присутствии материала с «нормальной», т. е. около 8,0 км/с и выше, скоростью продольных волн на небольших глубинах вблизи осевой части срединно-океанических хребтов (Zverev e. a., 1975).

Детальные работы ГСЗ в Байкальской рифтовой зоне обнаружили обширную область с пониженной до 7,6—7,8 км/с скоростью продольных волн на границе Мохоровичича и непосредственно под ней, однако мощность аномального слоя составляет в среднем около 17 км (Крылов и др., 1976). Ниже этого слоя скорость возрастает до нормальных (около 8,1 км/с) значений. Еще глубже, несомненно, происходит новое понижение скорости, так как

Глубина, км	28,1	45	60	80	90	120	130	140	
Скорость, км/с	7,720	7,719	7,715	7,715	7,719	7,725	7,740	7,800	
Глубина, км	146	148	170	180	200	250	300	350	375
Скорость, км/с	7,900	8,325	8,335	8,340	8,360	8,435	8,530	8,630	8,730

продольные волны далеких землетрясений, регистрируемые сейсмическими станциями Байкальской сети, обнаруживают затухание и запаздывание, которые слишком велики, чтобы объяснить их 17-километровым аномальным слоем. Тонкий, относительно высокоскоростной «козырек», выделенный в разрезе мантии Байкальской зоны, присутствует также в орогенической области на западе США и представляет, по-видимому, характерную особенность верхней мантии тектонически активизированных районов.

1.4.5. Верхняя мантия орогенических областей

Понятие орогенической области не является таким же определенным, как, допустим, древний щит. По геологическим данным существует ряд типов орогении, требующих отдельного рассмотрения, однако такая типизация пока не нашла эквивалентного отображения в геофизической литературе. Самый яркий признак верхней мантии орогенической области состоит в ее сильнейшей горизонтальной неоднородности, причем характерный масштаб неоднородности имеет порядок 100 км. Исследование неоднородностей такого размера требует густой сейсмической сети станций и соответствующих методов анализа наблюдений. В связи с тем, что такие условия имеются лишь в небольшом числе районов, в литературе, посвященной исследованию верхней мантии орогенических областей, преобладают работы, в которых с целью получения «скоростного разреза» для обширных геологически гетерогенных территорий принимаются горизонтально однородные модели. Ясно, что параметры таких моделей представляют сейчас ограниченный интерес.

Не имея возможности должным образом оценить и систематизировать все публикации по обсуждаемому вопросу, остановимся на региональных данных, полученных с помощью единой методики и относящихся главным образом к Альпийско-Гималайскому поясу (Винник, 1976). Основа методики заключена в просвечивании верхнего слоя мантии мощностью порядка 200 км волнами, излучаемыми далекими землетрясениями, которые пронизывают мантию под углами от 20 до 40° с вертикалью. Необходимая сейсмическая информация поступает к региональным станциям в изобилии от далеких и сильных землетрясений, происходящих до нескольких раз в сутки. Из полного времени пробега волны от удаленного очага вычитается время пробега в коре и в нижней, относительно однородной по горизонтали, оболочке мантии. После этого временные аномалии приписываются горизонтальным скоростным вариациям в верхнем слое мантии. Благодаря большим углам выхода лучей потенциальная разрешающая способность метода очень высока и лимитируется в основном плотностью сейсмической сети. Она приблизительно соответствует среднему расстоянию между станциями; к очень плотным сетям может быть применена методика (Aki e. a., 1977), охарактеризованная в разделе 1.4.2. Ниже обсуждаются данные для районов Карпат, Кавказа, Памиро-Гиндукуша, Тянь-Шаня, Алтая и Саян.

Карпаты. Горное сооружение Карпатской дуги подразделяют на Западные, Восточные и Южные Карпаты. Кроме того, Восточные и Западные Карпаты подразделяют на Внутренние и Внешние, отличающиеся возрастом и характером основных формаций. Во внутренней части Карпатской дуги располагаются Венгерская и Трансильванская впадины, во внешней части — передовой прогиб. На контакте Восточных и Южных Карпат имеется небольшой район мантийной сейсмичности, известный как Вранчская фокальная зона. Отдельные структурные элементы Карпат характеризуются следующими значениями относительных невязок времени пробега продольных волн (с поправкой за различия в мощности коры): платформа +0,1 с, Предкарпатский прогиб и Западные Карпаты 0,0 с, Восточные Карпаты —0,3 с, Вранчская фокальная зона —0,8 с; Южные Карпаты +1,1 с, Закарпатский прогиб (окраинная часть Венгерской впадины) +0,7 с. Характер исходных данных позволяет рассматривать в качестве статистически значимых различия во временах пробега, превышающие 0,3 с. Если предположить, что наблюдаемые эффекты накапливаются в слое мощностью около 100 км, то невязке в 1с отвечает изменение средней скорости в слое примерно на 0,7 км/с. Относительно глубины кровли аномального слоя под разными участками Карпат можно полагать, что она находится ниже границы Мохоровичича, так как по данным ГСЗ значимых горизонтальных изменений скорости вдоль этой границы как будто не наблюдается.

Кавказ. На территории Кавказского перешейка выделяется ряд тектонических зон субширотного простирания: Предкавказская эпигерцинская платформа, зона Предкавказских альпийских передовых прогибов, мегантиклинорий Большого Кавказа, Закавказская межгорная зона, мегантиклинорий Малого Кавказа. Характерной особенностью строения верхней ман-

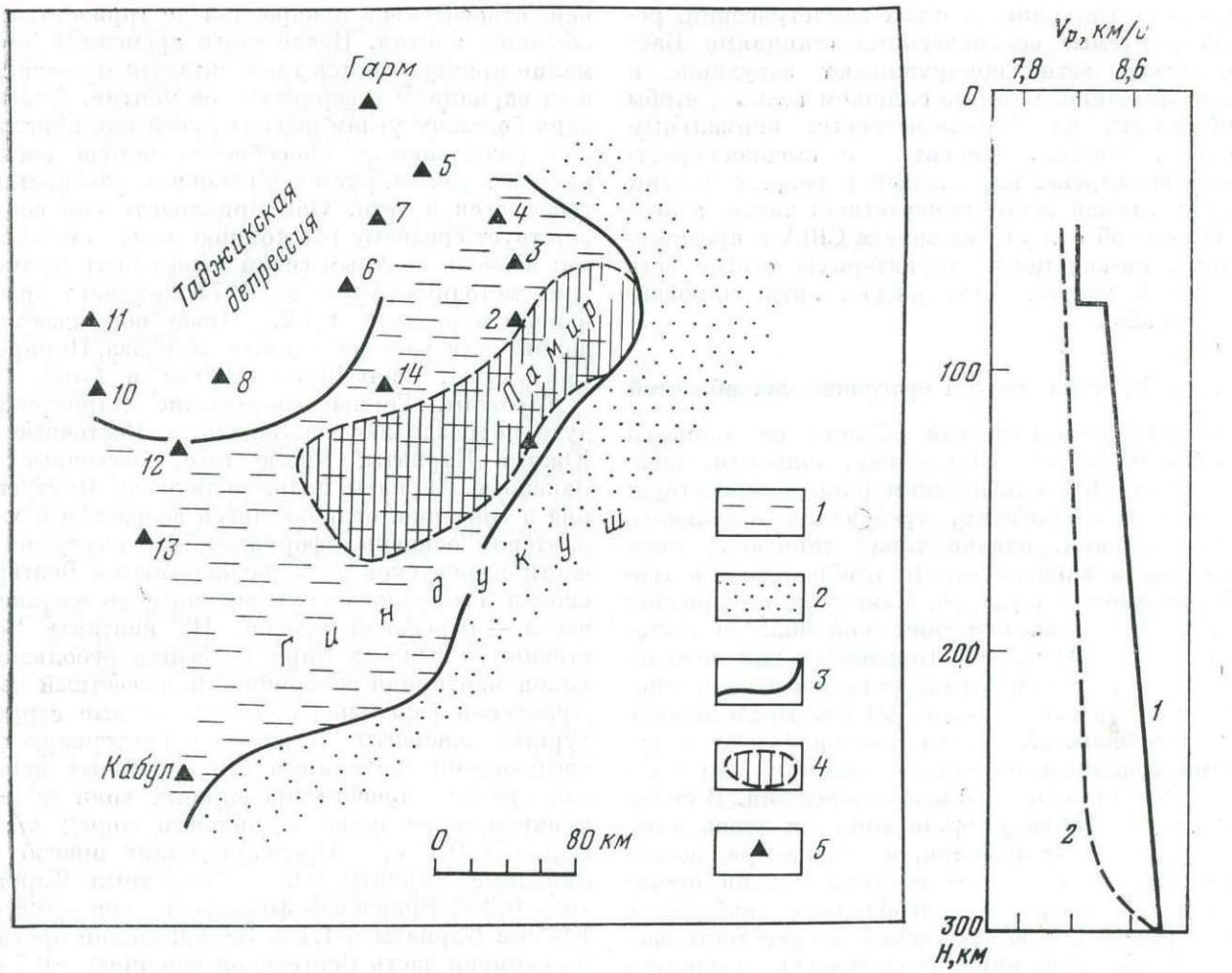


Рис. 1.25. Скоростные неоднородности в мантии Памиро-Гиндукуша (Vinnik e. a., 1977)

1 — области с повышенной скоростью; *2* — то же, с пониженной; *3* — границы блоков; *4* — наиболее сейсмоактивная часть фокальной зоны, *5* — сейсмические станции

Рис. 1.26. Скоростные разрезы верхней мантии для отдельных блоков Памиро-Гиндукуша (Vinnik e.a., 1977)

1 — фокальная зона; *2* — Восточный Гиндукуш

тии этой области является резкое расхождение скоростной и тектонической зональности. В центральной части перешейка выделена субмеридиональная полоса относительно пониженных скоростей, проходящая западнее линии Пятигорск—Тбилиси. Она простирается вкрест полосы передовых прогибов, Большого Кавказа, полосы межгорных прогибов, Малого Кавказа и соответствует так называемому Транскавказскому поперечному поднятию, пересекающему все продольные структуры альпийского пояса. Восточнее зоны низких скоростей проходит полоса преобладающих повышенных скоростей. В этой полосе также имеются разнородные структуры: передовой прогиб, участок Большого Кавказа к северо-востоку от Тбилиси, большая часть межгорной Куринской впадины, восточный фрагмент Малого Кавказа. Далее к востоку уверенно устанавливается существование низкоскоростного мантийного блока на территории предгорного прогиба и Большого Кавказа. Граница раздела между низкоскоростным блоком и расположенным восточнее высокоскоростным блоком проходит в Каспийском море; возможно, гипоцентр мантийного землетрясения 1935 г. в Каспийском море находился вблизи этого контакта.

Памиро-Гиндукуш. Это очень сложный тектонический узел на стыке ряда горных сооружений центральной Азии. Значительный участок верхней мантии сейсмичен до глубины

около 300 км. На рис. 1.25 схематически показаны результаты районирования верхней мантии Памиро-Гиндукуша по скорости распространения продольных волн (Vinnik e. a., 1977). В центральной части района выделен блок с резко повышенной скоростью распространения продольных волн, в котором находится сейсмоактивный участок верхней мантии. Контуры высокоскоростного блока довольно хорошо соответствуют выходам на поверхность древних, докембрийских пород. Это и некоторые другие наблюдения позволяют предполагать, что глубинная зона Памиро-Гиндукуша находится в нижней литосфере древнего щита.

Рассматривая относительные изменения времени пробега волн от далеких землетрясений, лучи которых пересекают контакты блоков на различной глубине, можно оценить перепад скорости по обе стороны контакта как функцию глубины. Если к тому же оказывается возможным оценить скоростной разрез одного блока, то тем самым становятся известными разрезы остальных. При анализе годографов волн памиро-гиндукушских землетрясений с различной глубиной очага был получен разрез верхней мантии (Лукк, Нерсесов, 1965), который оказался существенно более высокоскоростным, чем другие известные модели. Позднее качественно сходный разрез был получен в работе Кайлы и др. (Kaila e. a., 1970). Сейчас почти очевидно, что эти разрезы характеризуют высокоскоростной блок, в котором происходят глубокие землетрясения. На рис. 1.26 разрез (Лукк, Нерсесов, 1965) приведен с несущественными изменениями, которые свелись главным образом к сглаживанию небольших скачков скорости. На этом же рисунке показан недавно определенный разрез низкоскоростного блока восточного Гиндукуша. Приведенные данные, во-первых, свидетельствуют о чрезвычайной изменчивости скоростных разрезов в пределах даже небольшого региона; во-вторых, дают представление о глубинах, до которых простираются различия между скоростными разрезами отдельных блоков.

При аналогичном исследовании верхней мантии активизированной платформы Центрального и Северного Тянь-Шаня обнаружена сильная корреляция горизонтальных вариаций скорости распространения продольных волн с высотой современного рельефа: низкие скорости приурочены к хребтам, высокие — к впадинам. В первом приближении статистическая связь средней скорости распространения продольных волн V_P в верхних 150 км мантии с высотой современного рельефа может быть описана уравнением $V_P = 8{,}4 - 0{,}18\ h$, где h (км) — средняя высота местности на площадке размером 100 × 100 км². Качественно сходная закономерность, по данным менее детальных исследований, наблюдается на очень большой территории Центральной Азии к северо-востоку от Гималаев. Такая закономерность хорошо согласуется с идеей о преимущественно вертикальном движении отдельных блоков литосферы этого региона, тесно связанном с процессами в верхней мантии.

Определение скоростных разрезов мантии орогенических областей, как мы уже неоднократно подчеркивали, является делом чрезвычайно сложным. Среди попыток такого рода выделяется анализ тонкой структуры верхней мантии в западных районах США (Archambeau e. a., 1969). Работа основана на анализе спектров и времен пробега первых и последующих вступлений продольных волн по записям двух ядерных взрывов. Для построения скоростных разрезов привлекается также много других сейсмических данных, что является очень разумным и желательным при решении подобных задач.

Для провинции плато Колорадо и Скалистых гор получен следующий скоростной разрез верхней мантии:

Глубина, км	37,0	37,1	42,0	50,0	60,0	70,0	80,0	86,0	
Скорость, км/с	6,700	7,582	7,973	7,966	7,953	7,931	7,800	7,670	
Глубина, км	90,0	100	100	120	130	140	148	151	152
Скорость, км/с	7,660	7,685	7,740	7,800	7,883	8,000	8,100	8,200	8,350
Глубина, км	160	170	180	190	200	240	280	337,5	360
Скорость, км/с	8,352	8,354	8,361	8,370	8,379	8,485	8,470	8,560	8,730

Таким образом, скоростной разрез провинции Скалистых гор характеризуется зоной пониженной скорости на глубинах до 150 км, перекрытой «козырьком» относительно повышенной скорости мощностью в несколько десятков километров.

Зоны пониженной скорости в верхней мантии и сопутствующие им аномалии поглощения сейсмической энергии обнаружены под мно-

гими другими горными сооружениями. Выше мы, однако, пытались показать на примере горных сооружений Альпийско-Гималайского пояса сложный характер связи между структурой верхней мантии и поверхностной тектоникой. Детальный анализ этих соотношений может дать ключ к пониманию природы тектонических процессов в орогенических областях.

1.4.6. Верхняя мантия тектонически активных океанических окраин

Своеобразие строения верхней мантии тектонически активных зон перехода от океана к континенту проявляется в интенсивной глубинной сейсмичности, аномальном распределении амплитуд, спектров и времен пробега упругих волн.

Очаги землетрясений островных дуг образуют наклонные фокальные зоны, погружающиеся под континент. Толщина их по различным оценкам составляет от 10 до 50 км, точность оценки во многом зависит от качества сейсмической сети; большое значение для определения координат гипоцентров землетрясений и соответственно кажущейся мощности фокальной зоны имеет учет скоростной неоднородности среды (Engdahl, 1973). Имеется ряд независимых свидетельств малой толщины фокальной зоны. Представляется возможным, что наименьшая толщина получена при наиболее точных измерениях; однако нельзя исключить возможность вариаций в толщине фокальной зоны для различных регионов; не ясен также вопрос, какую роль в оценках толщины фокальной зоны играет длительность наблюдений.

Фокальные зоны разделяют относительно высокоскоростную океаническую мантию и низкоскоростную континентальную. Различия во временах пробега продольных волн местных глубоких землетрясений величиной в несколько секунд по обе стороны островной дуги известны с тридцатых годов (Utsu, 1971), однако происхождение невязок в то время приписывалось региональным различиям в мощности коры. В настоящее время не вызывает сомнений мантийное происхождение основной части невязок. В частности, по данным А. С. Федотова и И. П. Кузина (1963), значения скоростей P- и S-волн под Курильскими островами составляют 7,7 и 4,4 км/с от подошвы коры до глубины 80 км. На глубине 125 км эти значения возрастают до 8,1 и 4,6 км/с. В верхних 60 км мантии под океанической стороной глубоководного желоба в районе Камчатки скорость P-волн составляет около 8,2 км/с (Федотов, Славина, 1968). В Западной части Тихого океана верхний слой океанической мантии имеет скорость около 8,2 км/с. Характерные значения скорости на глубине порядка 100—200 км достигают 8,6—8,8 км/с (Asada, Shimamura, 1975).

Очаги землетрясений, распределенные в большом интервале глубин, позволяют изучать скоростную структуру верхней мантии более детально, нежели поверхностные источники. Для определения скоростного разреза может служить, в частности, метод Гутенберга (Gutenberg, 1953), использующий точки перегиба годографов для оценки скорости в гипоцентрах землетрясений. Однако при этом предполагается сферически-симметричное распределение скорости между очагами и сейсмическими станциями — условие, заведомо невыполнимое в окрестности зон Беньоффа. Поэтому результаты, полученные этим методом, не следует понимать буквально. В условиях, когда подавляющее большинство сейсмических станций находится на континентальной стороне островной дуги, данные, полученные методом Гутенберга, вероятнее всего характеризуют континентальный блок верхней мантии. Именно так следует понимать собственные результаты Гутенберга, показавшие существование слоя пониженной скорости с минимальным значением $V_P = 7{,}8$ км/с на глубине 80 км и $V_S = 4{,}4$ км/с на глубине около 150 км. Подобным же образом построена «полиастеносферная» модель верхней мантии Японии и Курил (Тараканов, Левый, 1969), которая содержит зоны пониженной скорости продольных и поперечных волн на глубинах 60—90, 120—160, 220—330 и 370—430 км; при этом характерные значения V_P составляют 7,7—7,8 км/с до глубины 160 км и 8,2 км/с на уровне 180—300 км. Несмотря на то что при построении модели не были учтены горизонтальные неоднородности среды, она находит некоторое подтверждение в результатах изучения динамики объемных волн курилокамчатских землетрясений (Соловьев и др., 1970).

Принципиальным является вопрос о характере перехода от низкоскоростного континентального блока к более высокоскоростному океаническому. По некоторым данным, переходная зона представляет собой «плиту» со скоростью, повышенной по отношению к обоим блокам; верхняя кромка этой плиты совпадает с сейсмической фокальной зоной. В частности, по данным, относящимся к структуре Фиджи — Тонга, времена пробега волн от глубоких землетрясений, которые проходят под наклонной фокальной зоной и через нее, на 5с меньше, чем

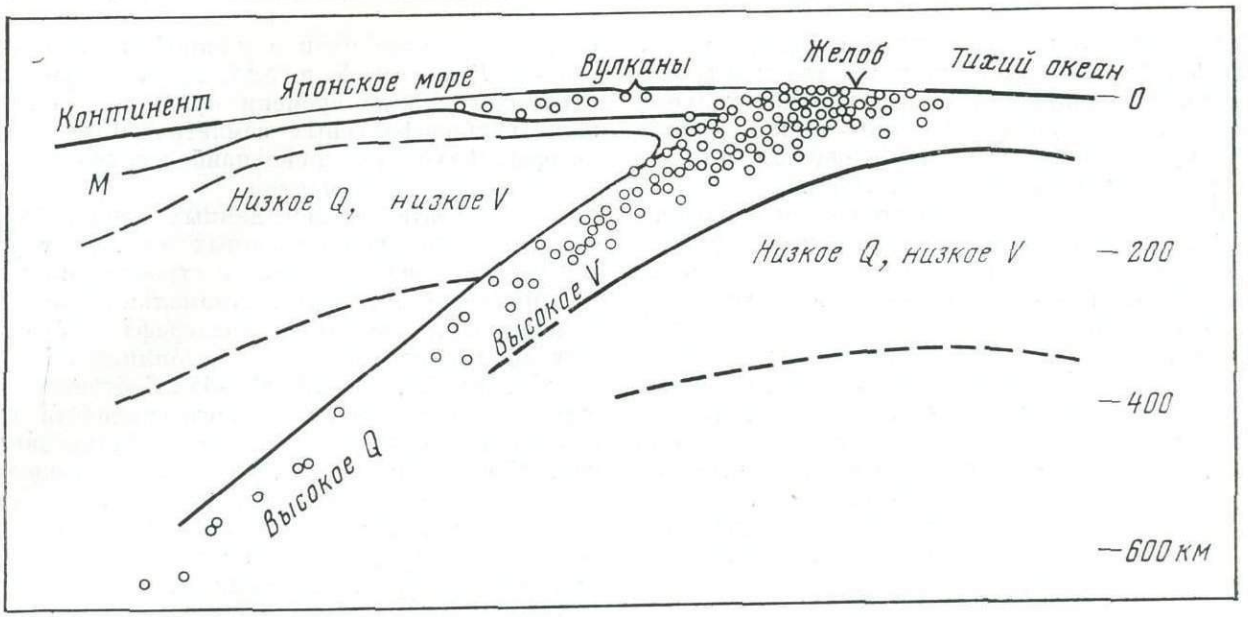


Рис. 1.27. Качественная модель глубинной структуры мантии для северной части Японской дуги (Utsu, 1971)

Точки — гипоцентры землетрясений; Q — добротность; V — скорость

волн, проходящих через асейсмичную и, по-видимому, нормальную мантию под островами Фиджи; менее надежно определенная разница для *S*-волн составляет 10—12с (Mitronovas, Isacks, 1971). Таким образом, в среднем скорость *P*- и *S*-волн возле наклонной фокальной зоны на 6—7% выше, чем для сравнимых частей асейсмичной, предположительно нормальной мантии. Качественно сходный характер имеют данные для Камчатки (Кузин, 1973): на глубинах 60—120 км происходит понижение скорости в океаническом блоке мантии, и фокальная зона выступает как область относительно повышенных скоростей, разделяющая более низкоскоростные блоки континента и океана.

Ценную информацию могут нести объемные волны поверхностных источников, наблюдаемые на больших эпицентральных расстояниях и распространяющиеся через зоны Беньоффа. При сильном ядерном взрыве на о-ве Амчитка в Алеутской гряде мировой сейсмической сетью были отмечены большие аномалии времени пробега продольных волн, объясняемые, как полагают многие сейсмологи, структурой верхней мантии эпицентральной области. Для интерпретации этих аномалий предложена модель (Jacob, 1972), в которой плита, содержащая фокальную зону, имеет скорость на 7—10% выше, чем океанический блок. В этом случае, однако, возможно, что часть наблюдаемых эффектов накапливается за пределами эпицентральной области.

Иное суждение о характере перехода между континентальным и океаническим блоками высказывается в работе Ю. Е. Аниконова и др. (1974). Утверждается, что фокальная зона в скоростном отношении является переходной между океаническим и континентальным блоками и не относится ни к низкоскоростной, ни к высокоскоростной зонам. Однако метод вычислений при этом состоит в оценке средней скорости в окрестности очага диаметром в несколько десятков километров, что должно привести к сглаживанию скоростных неоднородностей, окружающих очаг.

Скоростные изменения в верхней мантии обычно коррелированы с изменениями поглощающих свойств. Следует ожидать, что волны, лучи которых проходят в высокоскоростных блоках, должны иметь бóльшую амплитуду и более высокочастотный спектр, чем волны, распространяющиеся в низкоскоростных блоках. Свидетельства меньшего затухания объемных волн глубоких землетрясений, регистрируемых на океанической стороне островной дуги по сравнению с континентальной, чрезвычайно многочисленны. Характерное значение Q блока, прилегающего к фокальной зоне со стороны океана, для волны P имеет порядок 10^3, со стороны континента — 100. Необычное распределение поглощающих свойств верхней мантии наблюдается в Южной Америке, где глу-

бинная фокальная зона уходит под континент (Sacks, 1975). Предполагается, что между наклонной фокальной зоной и континентальной литосферой существует лишь тонкий (около 40 км) слой повышенного поглощения, но и он отсутствует в Центральном Перу.

Итак, современные представления о глубинной структуре островных дуг можно представить схемой (рис. 1.27). Схема качественная, так как количественные оценки в большинстве случаев имеют ориентировочный характер. Ожидают дальнейшего подтверждения и качественные особенности модели. Распределение физических параметров мантии в зоне перехода от океана к континенту носит существенно трехмерный характер, а расположенные на островах сети сейсмических станций пока еще не обладают разрешающей способностью, необходимой для детального исследования подобных структур.

1.4.7. Структура нижней мантии

Под нижней мантией в данном случае подразумевается оболочка, занимающая интервал глубин от 420 км до границы ядра. В референтных моделях, обсуждавшихся выше (раздел 1.4.1), эта оболочка не разделяется на континентальный и океанический типы, хотя по некоторым данным «корни» крупнейших тектонических структур могут уходить значительно глубже 400 км. В диапазоне глубин от 400 до 700 км происходит быстрый рост скорости с глубиной, сосредоточенный в окрестности 420 и 670 км. Глубже средний градиент скорости уменьшается, а в нижних 200 км мантии (слой D'') приближается к нулю.

Более тонкие детали строения нижней мантии зачастую плохо различимы на фоне более ярких аномалий верхней мантии.

Для исследования относительно мелких деталей скоростного разреза и горизонтальных неоднородностей нижней мантии служат сейсмические методы, позволяющие исключить или ослабить искажающий эффект горизонтальных неоднородностей верхней мантии. Один из них — метод прямого измерения производной годографа (или угла выхода сейсмического луча) по записям станций, образующих сейсмическую группу. При некоторых предположениях зависимость значений производной от эпицентрального расстояния может быть обращена в скоростной разрез.

Другой метод — исследование разностей времен пробега пары фаз, имеющих близкие пути распространения в верхней мантии и существенно различные пути в нижней мантии, например P и PcP, S и ScS. Хорошие результаты дает анализ времени пробега объемных волн глубокофокусных землетрясений, очаги которых находятся ниже наиболее неоднородного слоя верхней мантии.

В результате анализа данных ряда сейсмических групп, расположенных на территории СССР, установлено слоистое строение нижней мантии (Винник, 1976). Аномально быстрые изменения производной годографа продольных волн происходят на расстояниях 37—39, 50—53, 60—63, 70—73, 82—85°. Соответствующие слои высокого скоростного градиента или скачки скорости приурочены к глубинам около 900, 1300, 1700, 2000, 2500 км. Приращение скорости продольных волн на границах нижней мантии может достигать величины порядка десятых долей километра в секунду. При сопоставлении данных, относящихся к различным блокам нижней мантии, обнаруживаются значительные различия в значениях производной годографа, относящихся к одним и тем же эпицентральным расстояниям. При построении скоростных разрезов опорные границы оказываются смещенными иногда до 100 км, отмечаются различия в степени и характере скоростной дифференциации крупных блоков нижней мантии. Если эти отличия реально существуют, то они имеют характер горизонтальных скоростных неоднородностей масштаба порядка тысяч километров и величиной до 0,1 км/с.

Существует ряд других свидетельств горизонтальной скоростной неоднородности нижней мантии (например, Julian, Sengupta, 1973). Получены достаточно убедительные свидетельства аномально больших вариаций времени пробега продольных волн глубоких землетрясений, лучи которых проникают глубже 2600 км. Эта особенность объясняется возрастанием амплитуды крупномасштабных скоростных вариаций в нижних 200—300 км мантии.

Все существующие методы дают информацию о крупнейших, порядка тысяч километров, скоростных неоднородностях нижней мантии. В этих зонах вполне возможны также горизонтальные скоростные неоднородности меньшего масштаба, порядка сотен километров, однако о них практически ничего не известно в основном из-за крайне неравномерного распределения сейсмических станций по поверхности Земли. Не установлено закономерной связи между характером неоднородностей нижней мантии и тектоническими проявлениями на поверхности Земли. Выделенные неоднородности могут иметь либо статический характер,

связанный с вариациями химического состава глубинного вещества, либо динамический, обусловленный течениями в нижней мантии.

Приведенный краткий обзор современных сейсмических данных о структуре тектоносферы (коры и верхней мантии) материков и океанов позволяет сделать следующие выводы [1].

1. Различия в сейсмических разрезах континентов и океанов вполне ощутимы для референтных моделей до глубин 400 км. Вероятно, они существуют и на бо́льших глубинах, но точность наблюдений и их малое количество еще недостаточны для установления каких-либо закономерностей.

2. На континентах многократно подтверждены (во многих случаях на статистическом уровне) количественные зависимости между типом геоструктур, глубиной, рельефом и скоростями для границы М. На океанах подобная корреляция наблюдается между толщиной и характеристиками коры и морфоструктурами.

Наибольшее количество сейсмических данных получено на щитах и платформах, в орогенических областях, в глубоких прогибах. Начаты исследования рифтовых зон. Океанические плиты изучались в основном в Тихом океане, рифтовые зоны — в Атлантике, переходные активные зоны — в северо-западной части Тихого океана и в Северной Атлантике. Однако площадь сейсмических наблюдений коры и мантии еще далеко не достаточна как для установления главных закономерностей развития материковых и океанических структур, так и особенно для объяснения их эволюции и формирования современного макрорельефа Земли.

3. В классификации геоструктур все больше учитываются детали скоростных разрезов мантии и особенно коры. Для последней выделены устойчивые и неустойчивые черты, которые имеют глобальный и региональный или чисто локальный характер.

4. Для верхнемантийных слоев пониженных скоростей и собственно астеносферы установлена приуроченность определенных сочетаний их свойств с геоструктурами. Так, в платформах и щитах астеносфера выражена нечетко, а в складчатых зонах и в области сейсмоактивных островных дуг — более отчетливо. Есть основание предполагать, что четкость ее сейсмического проявления определяется насыщенностью областями пониженных скоростей, которые не представляют собой непрерывных слоев, а образуют линзовидные прерывистые тела.

Подобное строение, но в меньших масштабах, имеют, очевидно, и зоны пониженных скоростей в коре, которые обычно располагаются на глубине 10—15—20 км. Они неустойчивы в пространстве, но границы отдельных линз часто бывают сейсмически резкими, на что указывает наличие четких, почти вертикальных отражений в этом интервале глубин.

Чередование слоев относительно пониженных и относительно повышенных скоростей характерно и для самых верхов мантии. Это ее свойство, как можно судить по данным длинных профилей в Европе, в СССР, в некоторых районах США и в Тихом океане, очевидно, носит глобальный характер.

5. Переход от коры к мантии на континенте представлен границами по крайней мере двух типов. Первый — достаточно тонкая (первые сотни метров) зона перехода, состоящая из переслаивания тонких слоев или линзообразных тел с повышенными и пониженными скоростями. Характеристики этой зоны могут быть устойчивы только в пределах отдельных блоков. Второй — более мощная (несколько километров) зона с достаточно быстрым нарастанием скорости с глубиной. В масштабе всей толщины коры мы можем считать в первом случае границу между корой и мантией резкой, во втором — нерезкой, постепенной.

Современные представления о соответствии между сейсмическими параметрами и вещественным составом коры выходят за рамки настоящей работы. Отметим только, что массовое изучение физических характеристик пород разного состава, проведенное в последние годы, свидетельствует о великом разнообразии природных соединений и соответственно о многозначности их соответствия измеренным величинам скоростей упругих волн, распространяющихся в коре и мантии. Намечаются довольно ясные пути сужения этих неопределенностей путем комплексирования разных геофизических данных с результатами бурения и количественными оценками объемов геологических тел разного состава в каждом конкретном регионе. Разрабатываются новые направления по изучению вариаций сейсмических параметров во времени для выявления хода современных тектонических процессов в сейсмоактивных зонах.

[1] *Заключение составлено* И. П. *Косминской.*

Глава вторая

СТРОЕНИЕ КОРЫ И ВЕРХНЕЙ МАНТИИ ПО ГРАВИМЕТРИЧЕСКИМ ДАННЫМ

Изучение поля силы тяжести Земли внесло существенный вклад в познание структуры щитов, платформ и горных сооружений материков, переходных зон от континентов к океанам, островных дуг, океанических желобов, срединно-океанических хребтов, в выявление и прослеживание глубинных разломов, в определение глубин интрузивных тел и очагов магмы, в изучение тектоники активных зон. Получены данные, устанавливающие или подтверждающие плотностную неоднородность подкорового слоя. Наблюдения за орбитами спутников дали возможность закартировать планетарные гравитационные аномалии, которые могуть быть связаны с нижней мантией.

Возможности гравиметрии в исследовании твердой Земли далеко не исчерпаны. Обобщение результатов гравиметрических исследований на единой основе при сопоставлении их с данными других геофизических методов позволит продвинуться вперед не только в постижении структуры земных недр, но и в понимании механизма геологических процессов, в которых гравитация играет ведущую роль.

Настоящая глава представляет собой обзор современного состояния методов геологической интерпретации данных гравиметрии. В этот обзор включены в основном материалы, опубликованные в 1970—1975 гг. Более ранние исследования привлекались в обобщенном виде по сводным работам, подобным монографии «Земная кора и верхняя мантия» (1972).

Авторы раздела стремились излагать все имеющиеся точки зрения на тот или иной вопрос методики или результат исследования, чтобы дать по возможности объективную картину современного состояния гравиметрического метода исследования строения Земли.

2.1. Краткая характеристика изученности поля силы тяжести Земли

Распределение площадей, покрытых гравиметрической съемкой по состоянию на 1971 г., видно из рис. 2.1. Темпы прироста изученности достигли порядка 1 млн. наблюдений в год (Rapp, 1975), поэтому весьма вероятно, что материки, за исключением самых труднодоступных районов, уже покрыты регулярными наблюдениями с гравиметрами, метрическая точность которых превышает $\pm 0{,}1$ мгл. Точность аномалий варьирует в зависимости от условий съемки, но вполне может быть выдержана в пределах ± 1 мгл. Можно полагать, что для целей изучения строения коры и верхней мантии материки и прилегающие к ним территории в основном обеспечены кондиционными картами поля силы тяжести масштаба 1 : 1 000 000 и мельче.

Активно развиваются морские наблюдения, причем осуществился переход от отдельных маршрутных исследований к планомерным наблюдениям, охватывающим обширные акватории (Боярский, Коган, 1970). Метрическая точность набортных гравиметров превзошла уровень ± 1 мгл, однако средняя точность аномалий, которая зависит от состояния моря во время измерений и навигационного обеспечения, выдерживается в пределах $\pm (5 \div 10)$ мгл. Изученность Мирового океана крайне неравномерна. Имеются значительные площади, где нередки «белые пятна». Это в первую очередь южные широты (40—50°) Индийского и Тихого океанов.

Надежность сводных гравиметрических карт, в том числе для земного шара в целом, в значи-

Рис. 2.1. Схема гравиметрической изученности Земли (Caposchkin, 1974)

тельной мере зависит от надежности исходных пунктов, относительно которых выполнялась та или иная съемка. 473 основных пункта мировой гравиметрической сети определены с точностью ±0,02 мгл (Rapp, 1975). Однако оптимальным решением проблемы будет создание мировой регулярной сети опорных пунктов с абсолютными значениями силы тяжести. Технические средства для этого — транспортабельные высокоточные приборы для измерения g — уже имеются (Грушинский, Сажина, 1973).

Принципиально новая возможность изучения гравитационного поля Земли появилась с выходом в космос искусственных спутников. Обработка наблюдений за орбитами спутников позволила выявить распределение наиболее крупных планетарных (зональных) аномалий поля силы тяжести. Спутниковые данные в виде разложения геопотенциала по сферическим функциям могут быть сопоставлены с осредненными материалами наземных наблюдений. Аппроксимация поля гармониками до 18 порядка, достигнутая в начале 70-х годов (Gaposchkin, 1974), отвечает примерно осреднению поля по площадям $10 \times 10°$ на поверхности Земли. С позиций решения структурных задач такое приближение является недостаточно информативным. Несомненно, накопление наблюдений за параметрами орбит ИСЗ и усовершенствование обработки результатов их замеров приведет к уточнению возмущений геопотенциала. Пока использование гармоник высоких порядков требует осторожности (Кан, 1972), поскольку базовые данные для вычисления орбит зависят от параметров фигуры Земли, которые, в свою очередь, определяются по наблюдениям гравитационного поля. Эта задача — двуединая, и решается она итеративным способом.

Максимального значения на Земле сила тяжести в редукции Фая достигает на горе Джомолунгма (+276 мгл), минимального — над желобом Пуэрто-Рико (—350 мгл). Аномалии в свободном воздухе на поверхности планеты весьма дифференцированы, так как сильно зависят от локальных форм рельефа дневной поверхности; но на многих участках их осредненные значения приближаются к нулю.

В аномалиях Буге в пределах древних консолидированных кратонов отражается латеральная дифференциация верхней части разреза кристаллических пород; на платформах гетерогенность фундамента, как правило, затушевывается влиянием осадочного чехла. Крупные впадины, заполненные легкими неуплотненными отложениями, отмечаются гравитационными минимумами, которые могут достигать ста миллигал. Минимумами также отмечаются грабены рифтовых структур. Замечено (Боуин, 1970), что рифты шириной более 40—100 км характеризуются положительными аномалиями Буге за счет подъема плотных пород в их осевой части. Максимум, окаймленный минимумами, — такова типичная структура поля над многими авлакогенами (Федынский и др., 1975 б). Самая выдающаяся особенность карты поля силы тяжести США — зона максимумов Δg амплитудой до 60 мгл, окаймленная с двух сторон минимумами до —100 мгл (рис. 2.2). Она протягивается на 1300 км и отвечает главному рифту в докембрийской коре (Зиц, 1972).

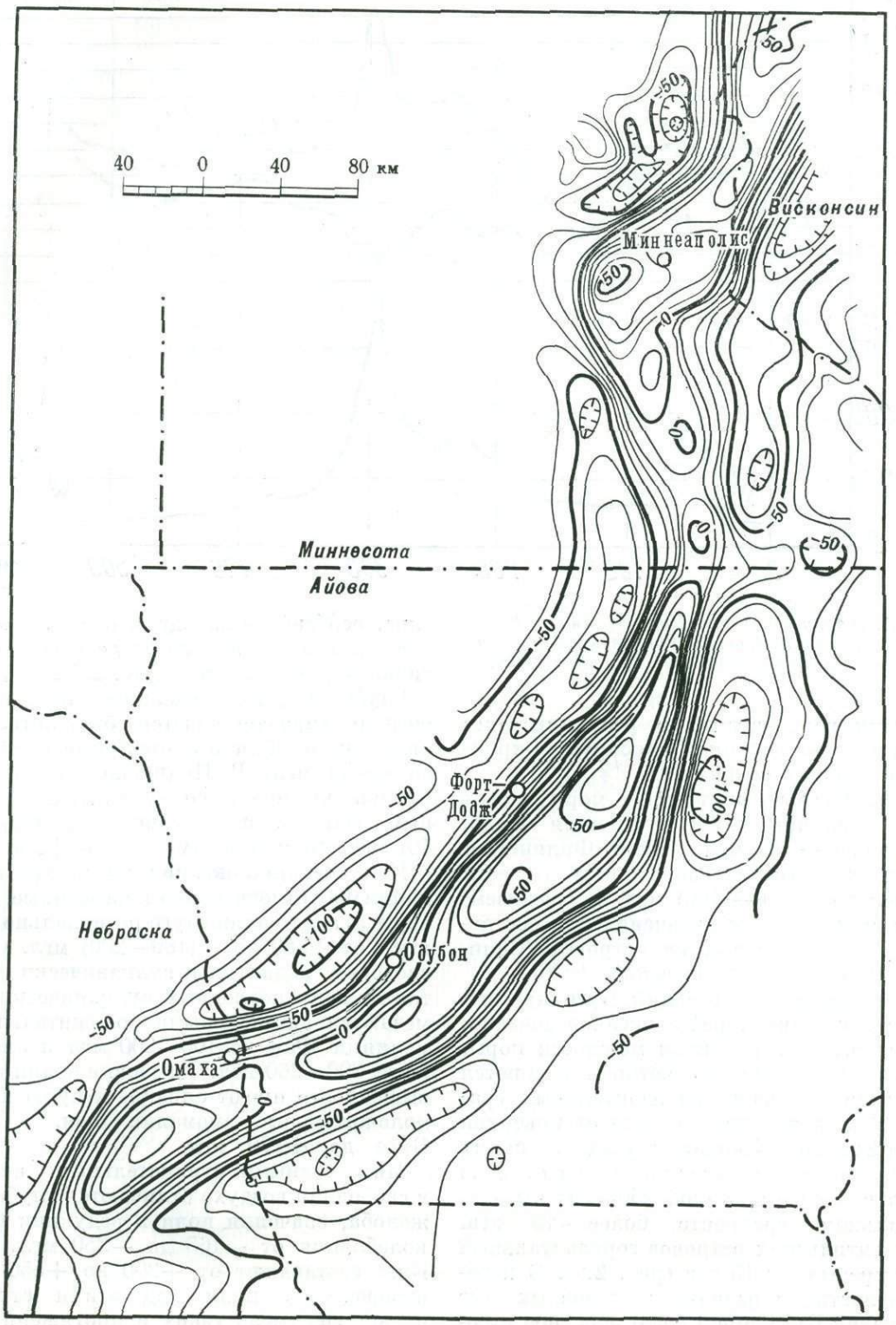
Сложные поля в редукции Буге наблюдаются над древними орогенами, а также в пределах горных сооружений альпийского типа (рис. 2.3). В структуре полей последних сказывается наряду с неоднородностью геологического строения расчлененность древнего рельефа, причем преобладают отрицательные значения аномалий. На Кавказском перешейке на фоне общего минимума выделяются вытянутые в субширотном направлении обширные гравитационные депрессии, занимающие центральную часть Большого Кавказа, Горный Дагестан, межгорную впадину и Малый Кавказ, а также поперечные Вандамо-Талышская и Талышско-Тбилисская полосы относительно повышенных значений силы тяжести (Балавадзе, 1975). Локальные аномалии (рис. 2.4) свидетельствуют о значительной плотностной дифференциации пород Кавказского орогена.

Наибольшие амплитуды аномалий Буге отмечаются в высокогорных районах Центральной Азии (рис. 2.5). Высокие Гималаи характеризуются значениями — 300 ÷ —500 мгл (абсолютный минимум —556 мгл), их западная часть —200 ÷ —300 мгл, восточная —100 ÷ ÷ —150 мгл (Петрушевский, 1970). Диапазон изменения аномальных значений силы тяжести от Памира до Черного моря превышает 750 мгл.

Структура гравитационного поля указывает на неоднородность дна морей, соизмеримую с неоднородностью прилегающих участков суши и, возможно, связанную с ней генетически (Павлов и др., 1972; Буланже и др., 1975). Б. К. Балавадзе (1975) в гидротопографической редукции на Черном море выделяет обширные участки отрицательных аномалий восточнее Варны, юго-восточнее Констанцы, в центральной и восточной части акватории. В прилегающей к Горному Крыму и к Западному Кавказу части акватории аномалии положительные, протяженной формы, с большими гори-

Рис. 2.2. Срединно-континентальный гравитационный максимум США (Зиц, 1972)

Сечение изоаномал 10 мгл



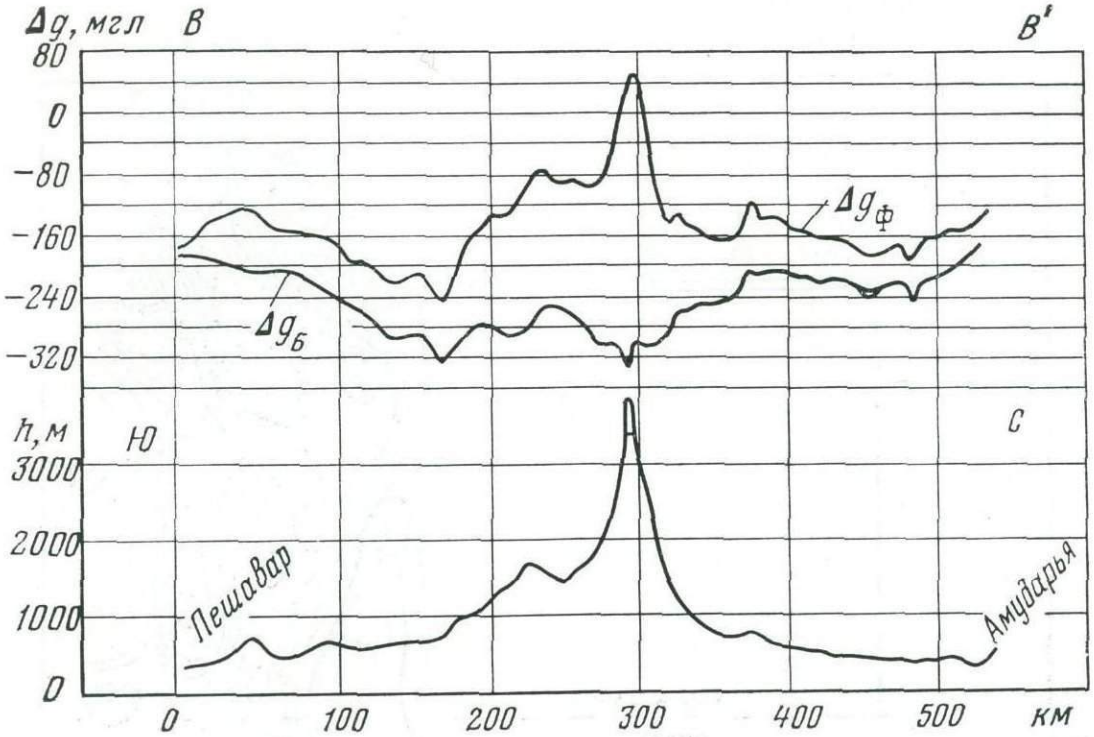


Рис. 2.3. Аномалии силы тяжести по линии B—B' (см. рис. 2.5) вкрест Восточного Гиндукуша и современное положение дневной поверхности (McGinnis, 1971)

зонтальными градиентами. В редукции Буге над Черноморской впадиной фиксируется крупный региональный максимум.

Аномалии Буге во внутренних морях могут достигать величин + 400 мгл моря Индонезии) и даже +548 мгл (район Филиппин). На крупных островах поле силы тяжести понижается до +(50 — 100) мгл. В Средиземном море максимальные значения $\Delta g_Б$ составляют +227 мгл со спадом на островах (Сицилия) до —100 мгл (Петрушевский, 1970).

Общее возрастание аномалий Буге при переходе к акваториям морей и океанов связано, как известно, с уменьшением мощности коры. Переходные зоны обычно четко выделяются узкой полосой больших горизонтальных градиентов. Так, в переходной зоне от Северной Африки и Западной Европы к Атлантическому океану аномалии Буге увеличиваются от 0 до +280 мгл в полосе шириной 250—300 км при горизонтальном градиенте более 10 этв. В районе Антильских островов горизонтальный градиент превышает 15 этв (рис. 2.6). В переходных областях с развитием островных дуг поле аномалий Буге имеет очень сложное строение, особенно в западном окаймлении Тихого океана, где насчитывается не менее шести подтипов переходных зон (рис. 2.7).

Глубоководные океанические котловины обычно характеризуются близкими к нулю аномалиями Фая и аномалиями Буге от +320 до +450 мгл. В Индийском океане имеется группа котловин со сравнительно пониженным уровнем поля: аномалии Фая — (20 — 40) мгл, аномалии Буге около +260 мгл.

Над срединно-океаническими хребтами аномалии Фая относительно повышенные, до +(20—40) мгл, а аномалии Буге регионально уменьшаются от +350 до +(180—200) мгл. Обширные сводовые поднятия и вулканические хребты, а также цепи подводных вулканических гор отмечаются интенсивными положительными аномалиями Фая до 100—200 мгл и аномалиями Буге 200—260 мгл. Глыбовые поднятия и возвышенности имеют близкие к нулю или слабоположительные аномалии Фая, а аномалии Буге до +170 мгл.

Интенсивными отрицательными аномалиями в свободном воздухе отличаются глубоководные желоба, значения поля в редукции Фая здесь колеблются от —165 до —350 мгл, аномалии Буге составляют от +200 до +550 мгл. Неоднородности поля над этими структурами имеют вид очень узких и протяженных полос.

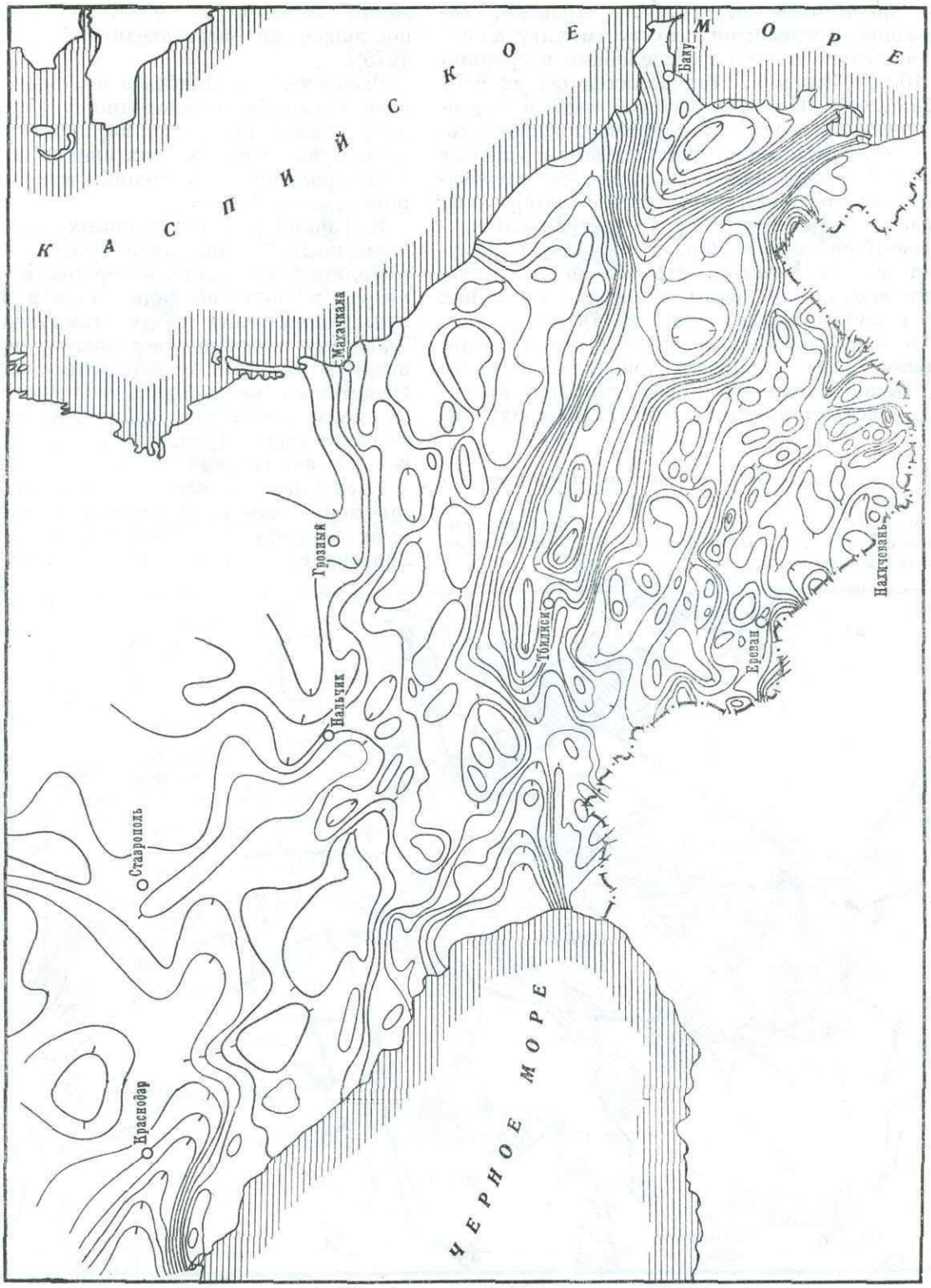


Рис. 2.4. *Схема локальных аномалий гравитационного поля Кавказа (Никольский и др., 1975)*

Глубоководные желоба, как правило, сопряжены с островными дугами. Амплитуда аномалий Фая меняется над желобами и грядами от 100 до 380 мгл. При наличии общих черт наблюдается большое разнообразие в строении этих геоструктур; например, Индонезийская переходная зона имеет двойные и тройные дуги с глубоководными желобами, расположенными как с океанической, так и с материковой стороны; переходные зоны Центральноамериканско-Карибская и моря Скоша характеризуются очень сложными, интенсивно расчлененными аномалиями силы тяжести в редукциях Фая и Буге (Физика Земли, 1974).

По мере повышения изученности гравитационного поля океанических областей все более явственно проявляется его сложная структура, соответствующая крайней индивидуализации каждого из участков тектоносферы под ложем Мирового океана (Павлов, Строев, 1975).

Распределение наиболее крупных, планетарного масштаба неоднородностей гравитационного поля картируется по спутниковым данным. Существование этих аномалий подтверждено анализом наблюдений, выполненных на поверхности Земли.

Информация о планетарных аномалиях по данным ИСЗ представляется в виде карт ундуляций уровенной поверхности (геоида) в метрах и аномалий силы тяжести в миллигалах. Соотношение между этими видами представления подобно соотношению между первыми и вторыми производными потенциала: гравитационные аномалии подчеркивают и локализуют те особенности поля, которые на карте высот геоида (рис. 2.8) сглажены и объединены в аномальные зоны.

Насчитывается семь планетарных аномальных зон — четыре максимума и три минимума, — если за фигуру приведения принимать эллипсоид со сжатием 1 : 298,256. Самая круг-

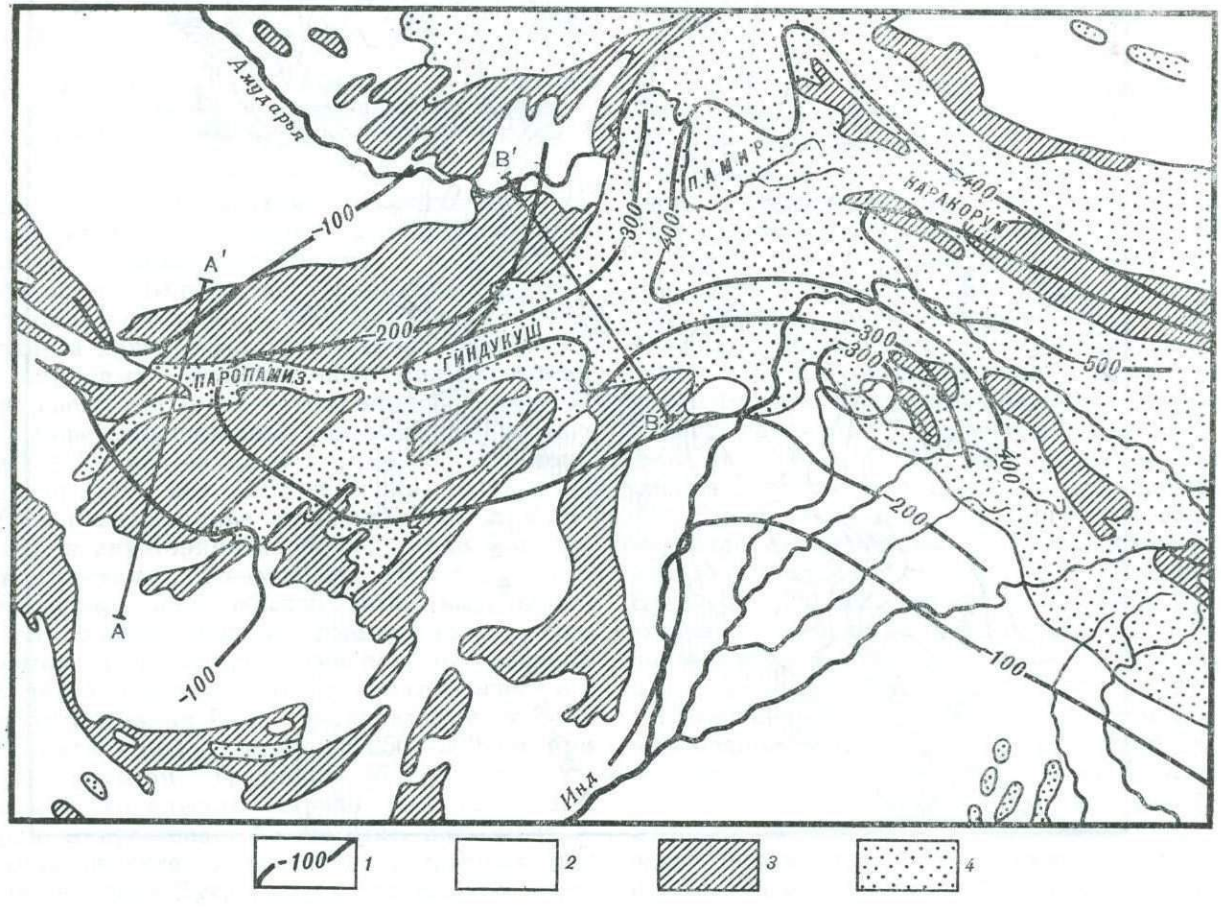


Рис. 2.5. Региональное поле силы тяжести в редукции Буге Центральной Азии (McGinnis, 1971)

1 — изолинии Δg_B, сечение 100 мгл; *2* — четвертичные и третичные отложения; *3* — мезозойские породы; *4* — изверженные и домезозойские породы

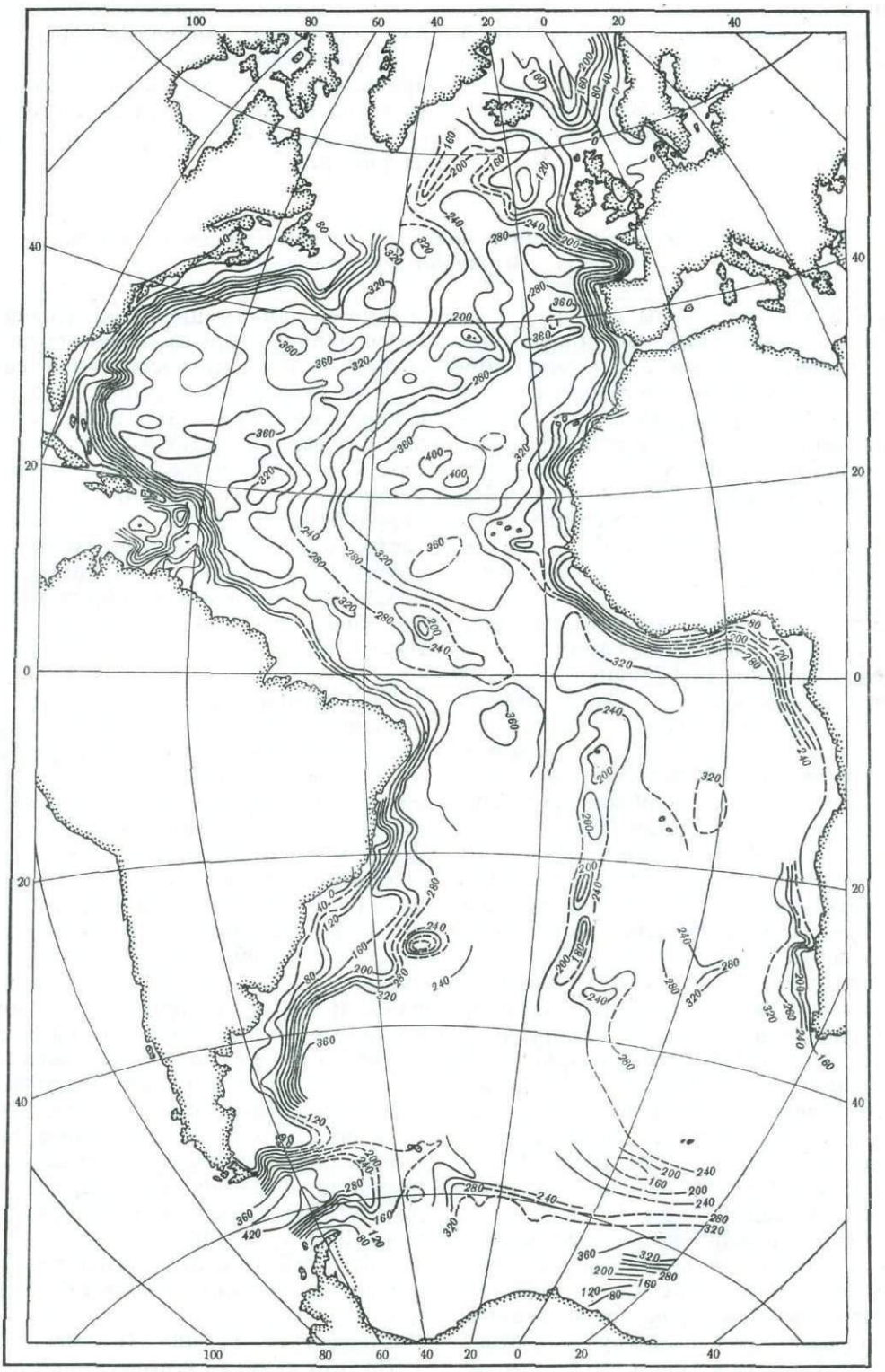


Рис. 2.6. Схема осредненных по площадям 1 × 1° аномалий силы тяжести в редукции Буге ($\sigma = 2{,}67$ г/см^3) Атлантического океана; международная нормальная формула 1930 г. (Гайнанов, Корякин, 1975)

ная положительная аномалия располагается северо-восточнее Австралии, в районе Новой Гвинеи; величина ее превышает 70 м. Она имеет ответвление в сторону Японии, захватывающее Охотское море. Наиболее интенсивная депрессия, —100 м, находится к югу от о-ва Шри Ланка.

Представление наблюдений за ИСЗ в виде гравитационных аномалий свидетельствует о гетерогенности поля. Наиболее отчетливо это проявляется, если вычесть «региональную» часть поля. Вид гравитационного поля Земли со снятыми низшими гармониками представлен на рис. 2.9.

2.2. Методы обработки и интерпретации гравиметрических данных, их роль в изучении тектоносферы

В данном разделе рассмотрены наиболее распространенные в настоящее время приемы интерпретации гравитационных наблюдений при изучении земной коры и верхней мантии. Они разделены на шесть групп, включая редуцирование, при котором элементы интерпретации вводятся в обработку первичных наблюдений. Авторы сознают, что предложенная классификация недостаточно строга как с методической, так и прикладной точек зрения. Но такое изложение показалось удобным в плане общей задачи монографии.

Уникальность поля силы тяжести по сравнению с другими физическими полями состоит в том, что оно содержит информацию обо всех без исключения массах, слагающих Землю. Но это же его свойство создает главное затруднение при истолковании данных гравиметрии. Как выявить в наблюденном поле ту часть, которая соответствует объекту, интересующему интерпретатора; каким образом выделить такую аномалию «в чистом виде» — этот вопрос в конечном итоге является главным, поскольку достигнутый технический уровень позволяет проинтерпретировать выделенную аномалию с любой требуемой точностью.

Все применяющиеся методы интерпретации так или иначе направлены на решение проблемы разделения аномалий, и достоверность получаемых результатов находится в прямой зависимости от того, насколько корректно эта проблема решается в каждом конкретном случае. Надо подчеркнуть, что вследствие фундаментальной сложности проблемы разделения аномалий ее разрешение находится еще в начальной стадии.

По сути, геологическая интерпретация поля силы тяжести сводится к тому, что интерпретатор, применяя способ или прием, который представляется ему наиболее эффективным, развивает ту или иную гипотезу о соответствии аномалий известным типам геологических объектов. Получаемые решения дают информацию о строении геологической среды, но только в рамках принятых (сознательно или неосознанно) гипотез и зачастую ничего не говорят о правомерности самих гипотез.

Несколько лучше обстоит дело в случае моделирования гравитационного эффекта, так как проверка различных гипотез заложена в идее метода. Но и здесь принципиальные трудности не преодолеваются, поскольку интерпретируется не все поле, а только некоторая его часть, выделяемая «волевым» порядком. Эти трудности начинаются на самых первых этапах, когда вычитанием нормального градиента образуется так называемое наблюденное поле, которое является объектом интерпретации.

Для использования гравиметрических наблюдений в целях физической и геологической интерпретации их подвергают преобразованиям, известным под собирательным названием *редуцирование*. Вопросам редуцирования посвящено огромное количество работ, но до единства мнений сейчас, наверное, не ближе, чем тридцать лет назад. По-прежнему остаются противоречия в толковании редукции Буге при использовании ее в изостатических построениях и в разведочной геофизике: в первом случае считается, что поправка за промежуточный слой приводит наблюдения на уровень моря, во втором — что эта поправка выявляет аномалии на физической поверхности наблюдений. Нет согласия в использовании редукций для интерпретации гравитационных данных на море и особенно в зонах перехода от материков к океанам: одни исследователи полагают, что редукции Буге на море применять нельзя, другие настаивают на противоположном (Физика Земли, 1974).

Широкий диапазон взглядов сохраняется в вопросах использования изостатических редукций.

Существует мнение (Борисов, Успенский, 1975), что начиная с вычислений аномалий Буге все поправки следует относить не к разделу первичной обработки гравиметрических мате-

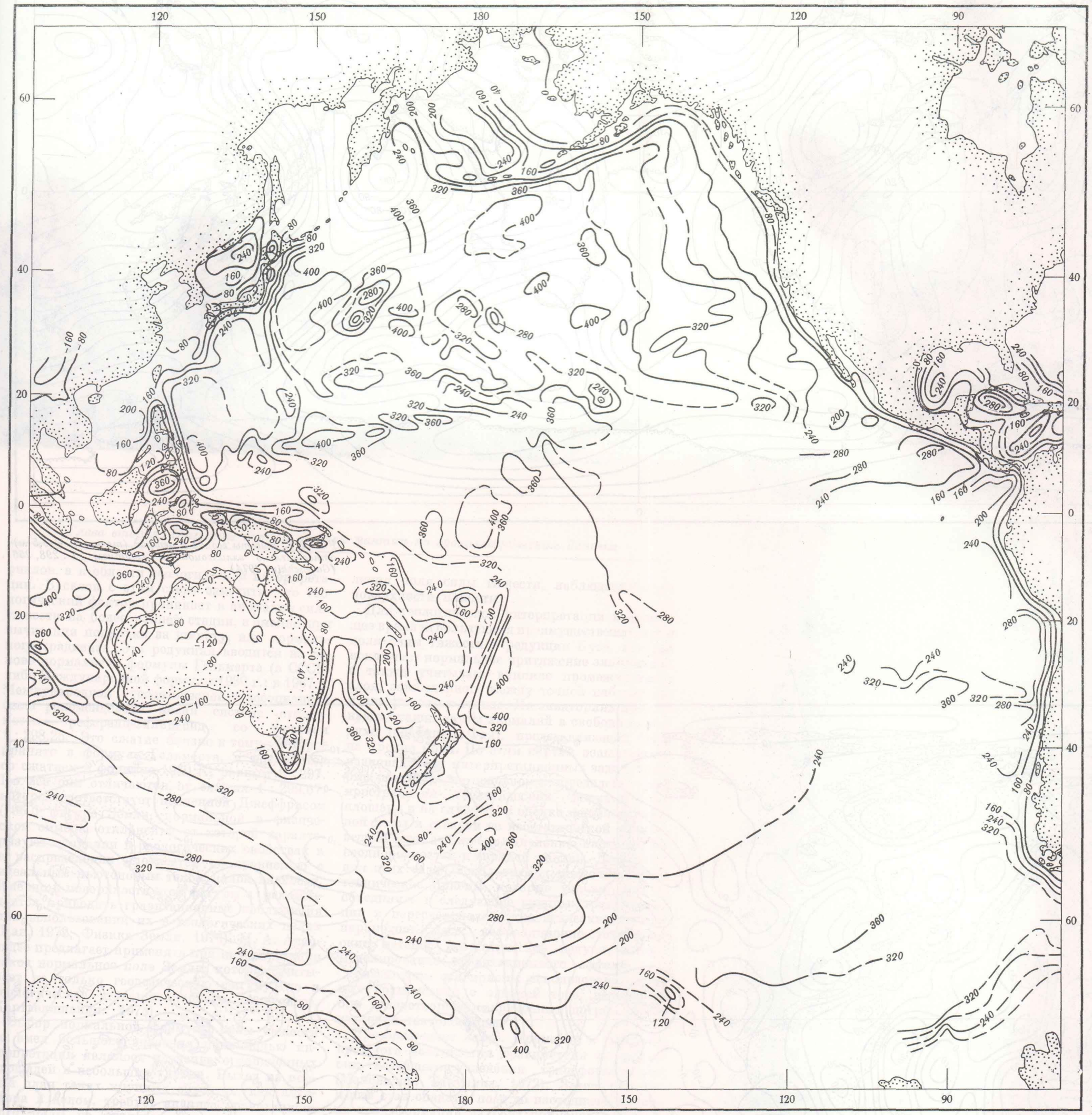


Рис. 2.7. Схема осредненных по площадям 1 × 1° аномалий силы тяжести в редукции Буге (σ = 2,67 г/см³) Тихого океана; международная нормальная формула 1930 г. (Гайнанов и др., 1974)

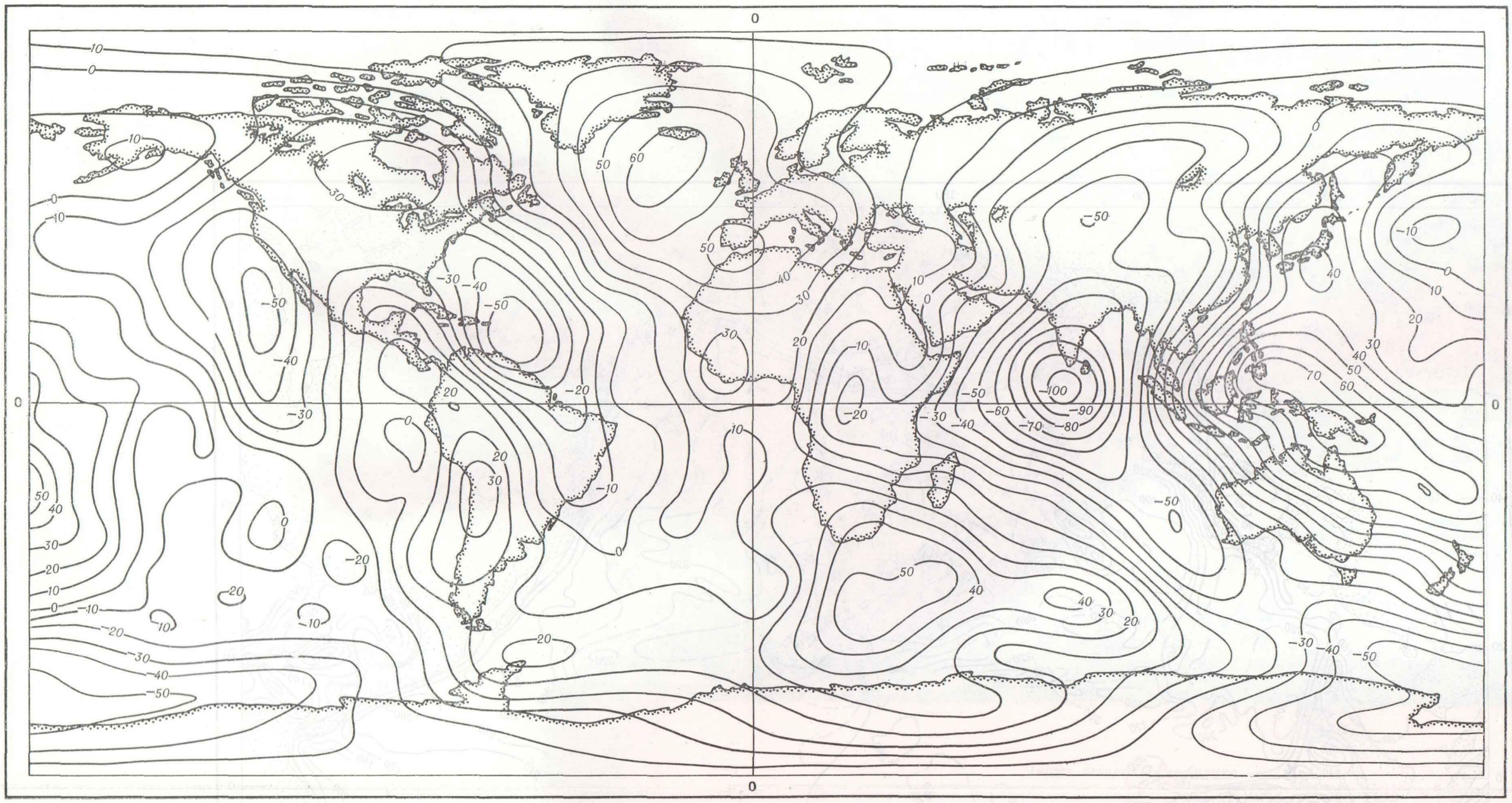


Рис. 2.8. Высоты геоида в метрах (точность ±2,5 м) относительно эллипсоида со сжатием 1 : 298, 256 (Gaposchkin, 1974)

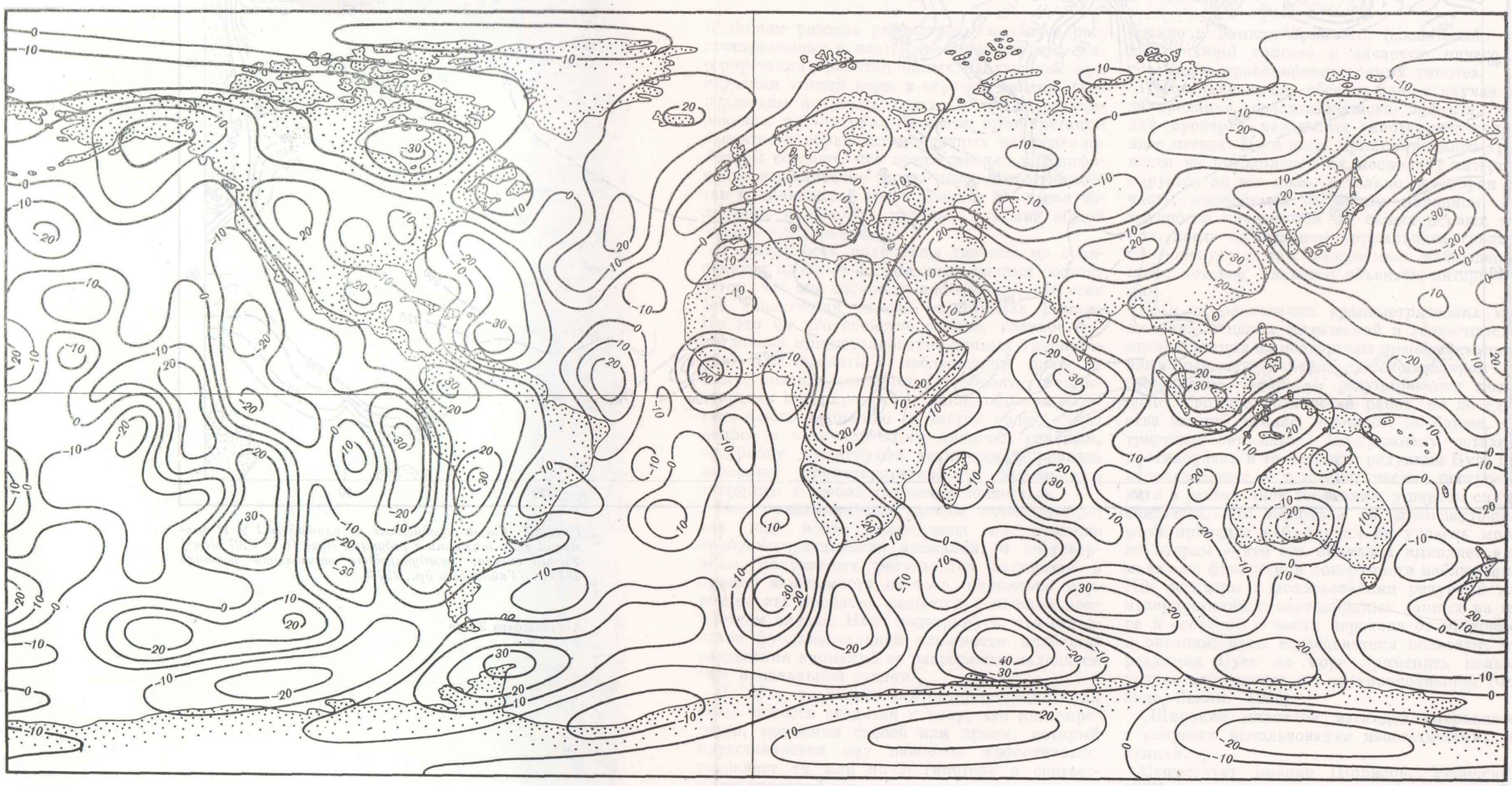


Рис. 2.9. Гравитационные аномалии в миллигалах (точность ±8 мгл) в разложении выше 5-го порядка относительно референц-эллипсоида (сжатие 1 : 298,256) (Gaposchkin, 1974)

риалов, а к области геологической интерпретации. В связи с этим стоит заметить, что геологический фактор проникает в аномалии силы тяжести на более ранней стадии, а именно, при вычитании поправки за широту, или нормального градиента. Эта редукция вводится на основе нормальной формулы Гельмерта (в СССР) либо Международной формулы 1930 г.; в 1967 г. Международной геодезической ассоциацией была рекомендована новая система относимости — референц-эллипсоид со сжатием 1 : 298,25. Это сжатие близко к тому, которое принято в формуле Гельмерта, и расходится со сжатием в формуле 1930 г., равным 1 : 297. Но все они отличаются от сжатия 1 : 299,67, которое соответствует найденной Джеффрисом (1960) фигуре Земли, нормальной в физическом смысле, отклонения от которой характеризуют аномалии в реологических свойствах и в распределении плотностей по сравнению с идеальным ньютоновым телом малой вязкости. Именно к поверхности этой фигуры и рекомендуется приводить гравитационные наблюдения при использовании их в геологических целях (Кан, 1972; Физика Земли, 1974). М. А. Алексидзе предлагает применять при интерпретации такое нормальное поле Земли, которое учитывает не только геодезическую фигуру, но и геологическое строение планеты (Алексидзе, Картвелишвили, 1975).

Выбор нормальной формулы силы тяжести не имел большого значения пока целью интерпретации являлось изучение ограниченных площадей и небольших глубин. Выход на первый план таких крупных объектов, как литосфера в целом, требует анализа гравитационного поля на значительных пространствах, в связи с чем проблема редуцирования становится актуальной, поскольку пренебрежение несовершенством способов приведения может повлечь серьезные ошибки в оценке распределения плотностных неоднородностей в нижних частях тектоносферы. Ощутимое влияние неточности применяемой нормальной формулы, а также неучета поправок Брунса и Жонголовича было, в частности, обнаружено при построении карты изостатических аномалий на всю территорию СССР (Артемьев, 1975). Только неучет поправок Брунса и Жонголовича за ундуляции геоида относительно эллипсоида, которые аналогичны поправкам Фая и Буге для физической поверхности, может превышать 30 мгл (Люстих, 1957). Отсюда видно, что для повышения эффективности гравиметрии в изучении тектоносферы Земли следует прежде всего упорядочить формы представления поля силы тяжести, наблюденного на поверхности планеты.

Для геологической интерпретации в настоящее время используются преимущественно карты поля силы тяжести в редукции Буге, которая исключает нормальное притяжение эллипсоида, а также учитывает влияние промежуточного слоя, заключенного между точкой наблюдения и поверхностью геоида. На акваториях привлекаются также карты аномалий в свободном воздухе (редукция Фая), представляющих поле на уровне моря. По этим картам решаются все разновидности интерпретационных задач, которые сводятся в основном к определению распространения геологических формаций по площади и на глубину, к оценке мощности земной коры и степени ее изостатической уравновешенности, а также к выявлению плотностных неоднородностей в верхней мантии. Для решения этих задач используются многочисленные технические приемы, которые условно можно объединить в следующие группы: трансформации и пересчет полей; аналитические оценки параметров масс; корреляционно-статистические методы; изостатическое редуцирование; моделирование гравитационного эффекта.

Рассмотрим эти приемы использования данных гравиметрии с оценкой того, насколько они удовлетворяют современным потребностям изучения тектоносферы.

Преобразование полей. Примерно в середине прошлого десятилетия гравиметрия пережила пик всеобщего увлечения трансформациями (Маловичко, Тарунина, 1972). Затем интерес к ним стал спадать, но и до настоящего времени трансформации находят применение наряду с другими способами интерпретации, особенно на участках новых съемок. Основные виды преобразования можно разделить на три группы: вычисление более высоких производных; пересчет в верхнее и нижнее полупространство; разделение наблюденного поля на региональные и локальные составляющие методом осреднения.

Трансформации с изменением производной — V_{zz}, V_{zx}, V_{zzz}, а также близкая к ним функция Саксова—Нигарда — широко используются при качественной интерпретации с целью тектонического районирования, в том числе для выделения системы разломов. Много сделал в этом направлении И. А. Балабушевич (1963, 1965), которым, в частности, построена первая схема глубинной тектоники Припятского грабена. Сведения об особенностях этих функций и областях их применения обобщены в монографии А. К. Маловичко и О. Л. Тарунинoй (1972).

Другим примером широкого применения производных при геологической интерпретации гравитационных наблюдений может служить карта разломов земной коры территории СССР масштаба 1 : 25 000 000, составленная с использованием трансформаций гравитационного поля (Строение..., 1974). Преобразования типа функции Саксова—Нигарда могут оказаться полезными при изучении строения земной коры в различных геотектонических условиях: можно упомянуть выявление кольцевых структур в пределах докембрийского щита (Гинтов, 1973), картирование блоковой структуры фундамента Средне-Русского авлакогена (Федынский и др., 1975 б), прослеживание тектонического плана подсолевого комплекса Таджикской впадины (Белеловский, 1975). Последняя работа интересна как удачная попытка прогнозирования геологического строения на глубину. Обычно же трансформации используются для исследования приповерхностного строения, поскольку повышение порядка производной способствует выделению локальных особенностей поля, которые, как правило, обусловлены латеральной дифференцированностью верхней части земной коры. Глубинность метода высших производных может быть увеличена при использовании предложенных В. Н. Страховым и др. (1974) так называемых массовых и глубинных функций в сочетании с определением интегральных характеристик источников.

Методы формального разделения аномалий много дают для тектонического районирования и, в частности, для выявления закономерностей, отражающихся в плотностных горизонтальных неоднородностях среды. Структурно-тектонические построения, выполненные на основе трансформаций поля, несут отпечаток индивидуальности интерпретатора. Это вполне закономерное явление можно иллюстрировать сравнением схемы зон локальных неоднородностей земной коры Восточно-Сибирской низменности (Вацилов, 1973) с упоминавшейся картой разломов земной коры территории СССР (Строение..., 1974), а также сопоставлением схемы распределения основных зон разломов на территории СССР (Строение..., 1974, рис. 20) со схематической картой строения земной коры и верхней мантии Сибири и Дальнего Востока (Фотиади, Ладынин, 1974). Составленные с использованием различных объемов первичной информации и методических подходов, эти карты, особенно две последние, содержат много общего, что является доказательством возможности получения объективной информации о геологическом строении по особенностям физических полей. Вместе с тем наблюдаются и существенные различия. Видимо, в таком сложном деле, как интерпретация геолого-геофизических данных, следует практиковать сравнение построений, выполненных независимо разными авторами, и те черты, которые окажутся инвариантными в разных схемах, фиксировать как достоверные.

Эффективность трансформированных полей для изучения низов литосферы снижается тем, что они отфильтровывают влияние вертикальных неоднородностей земной коры.

Пересчет вверх и аналитическое продолжение в нижнее полупространство могут давать информацию о плотностных неоднородностях на уровне астеносферы и оценку глубины их залегания.

С помощью пересчета в верхнее полупространство решаются задачи тектонического районирования, построения поверхности M, выделения блоков литосферы с различной плотностной характеристикой, установления неоднородности вещества верхней мантии и другие. Пересчет вверх используется также как средство разделения аномалий на локальные и региональные составляющие, хотя с физической точки зрения такая операция является условной.

Разделение гравитационного поля на региональные и локальные составляющие без изменения порядка производной (осреднение) широко практикуется в тех случаях, когда требуется выделить аномалии определенного радиуса корреляции, которые подвергаются потом количественной интерпретации. Обычно таким образом стараются исключить региональный фон, служащий помехой изучению структуры земной коры. Но поскольку региональные составляющие зачастую обусловлены глубинными плотностными неоднородностями, их выделение и анализ приобретают самостоятельное значение.

Операция по разделению поля силы тяжести на составляющие является одной из наиболее трудных задач интерпретации. Основная сложность для математического способа разделения гравитационного поля состоит в отсутствии четкого группирования аномалий по частоте и в слабой корреляционной связи между частотой аномалий и их геологической природой. Одинаковые по радиусу корреляции и амплитуде аномалии бывают обусловлены существенно разными геологическими причинами и, наоборот, одинаковые по геологической сущности факторы в зависимости от масштаба своего проявления вызывают аномалии разной частоты.

Во всяком случае несомненно то, что при формальном разделении поля с последующей количественной интерпретацией можно получить только приближенные данные о параметрах вычленяемых объектов с утратой к тому же информации об их связях с вмещающей средой.

Аналитические оценки параметров возмущающих масс являются одним из основных приемов интерпретации гравитационных аномалий. Распространено использование наборов номограмм или палеток, с помощью которых определяются параметры тел в различных геологических условиях.

В качестве примера рассмотрим применение билогарифмических палеток Ю. Я. Ващилова (1973), которыми проинтерпретировано большое количество аномалий на материках и на акваториях морей и океанов, в том числе таких, которые характеризуют глубинные зоны литосферы. В целевом назначении своих палеток автор исходил из концепции структуры литосферы с преобладанием квазивертикальных ограничений отдельных блоков и совпадением их нижних и верхних кромок с границами слоев земной коры и верхней мантии. Поэтому перед интерпретацией из аномалий нужно исключать гравитационные эффекты, связанные с влиянием слоистой земной коры (рельеф кровли фундамента, границ внутри фундамента и в осадочном чехле).

К массовым определениям с помощью билогарифмических палеток применяются статистические методы обработки результатов, которые рассчитаны на выявление эмпирических закономерностей в распределении параметров плотностных неоднородностей.

Достоверность глубинных гравиметрических исследований билогарифмическими палетками, согласно автору, определяется: 1) соответствием реальных блоков прямоугольному параллелепипеду, 2) постоянством аномальной плотности блоков, 3) возможностью выделения «чистой» аномалии блока, свободной от влияния слоистости, диапиризма, соседних аномалий, различных погрешностей определения наблюденного поля и т. д., 4) однозначностью истолкования получаемого результата в случае выполнения трех первых условий. Интерпретация единичной реальной аномалии является неустойчивой (повторная интерпретация, как правило, характеризуется большими расхождениями). Однако при статистической обработке устойчивость решения повышается. С помощью билогарифмических палеток получается, таким образом, некоторая информация о структуре земной коры и верхней мантии, которая затем согласуется с исследованиями структуры другими методами.

Корреляционно-статистические методы как средство изучения закономерностей геологического строения, проявляющихся в гравитационных аномалиях, распространены очень широко. Одна из первых работ такого рода для земного шара в целом привела к построению в 1958 г. Р. М. Деменицкой известной обобщенной зависимости между толщиной коры и значениями аномалий Буге. Дальнейшие исследования развивались в направлении уточнения вида связи между аномалиями поля силы тяжести, высотой дневного рельефа, мощностью и плотностью коры, ее структурой и другими параметрами. Разные авторы предлагали корреляционные зависимости, отличающиеся формой и значениями коэффициентов (Деменицкая, 1975). С накоплением материалов стало выясняться, что многие районы земного шара существенно отличаются по своим характеристикам от ранее полученных осредненных зависимостей. Это явление вначале пошатнуло доверие к использованию корреляционных зависимостей как средству изучения строения земной коры и верхней мантии, но вскоре было понято, что величина и характер отклонений в толщине коры от среднего значения могут служить критерием геотектонического состояния того или иного района. Статистическая обработка материалов с учетом этого положения дала существенную информацию о строении тектоносферы (Тарков, 1974; Беляевский, 1975). В последнее время аномалии гравитационного поля стали изучаться в многомерной корреляции с величинами теплового потока, данными петрологии, петрохимии, с возрастом коры и т. п. (Абрамович, Клушин, 1974; Woollard, 1975).

Наряду с изучением общей связи гравитационное поле — мощность земной коры проводились исследования по установлению зависимости между аномалиями силы тяжести и глубинными границами и использованию этих зависимостей для геолого-тектонических построений. Тип связи оказался различным для разных районов, а в некоторых районах такая связь вообще отсутствовала.

При дальнейшем развитии этих исследований был разработан корреляционный метод разделения геофизических аномалий, основанный на использовании имеющейся информации о строении изучаемых объектов. Этот метод рекомендуется для изучения локальных структур. При решении региональных задач вслед-

ствие того, что в район исследований включаются участки, различающиеся между собой характером геолого-геофизических соотношений, прямой путь использования корреляционного метода мало эффективен (Жданов, Шрайбман, 1973).

Довольно часто применяется на практике корреляционный метод изучения структуры земной коры, разработанный Г. И. Каратаевым (Каратаев и др., 1973). Этот метод базируется на следующих предпосылках: морфология гравитационных (и магнитных) аномалий одинакова для участков земной коры однотипного структурного развития и различна для участков, существенно разных по геологическому строению; между степенью влияния геолого-геофизических факторов и особенностями структурно-геологического развития существуют причинные связи; геологические элементы (состав пород, мощность, форма залегания) корреляционно связаны с наблюденными значениями гравитационных и магнитных аномалий; форма корреляционной связи аномалий с элементами земной коры в идентичных районах одинаковая и разная в районах, отличных по строению. На основе изучения геологических и геофизических данных в районах, где имеются те и другие (эталонные области), прогнозируются элементы геологического строения по данным геофизики там, где геология непосредственно не может быть изучена. Вся геолого-геофизическая информация, описательная и числовая, представляется в виде упорядоченного набора некоторых признаков, в сжатой форме характеризующих основные свойства заданной информации. Этот набор признаков для каждой точки наблюдения или для каждой геологической структуры называется вектором. Набор векторов обрабатывается с помощью математических методов с целью выявления главных связей, на основе которых строится прогноз. Этим методом решаются задачи построения глубинных границ, тектонического районирования, поиска локальных поднятий в осадочном чехле, изучения особенностей поверхности фундамента плит, оценки возраста интрузивных образований, поисков железорудных месторождений и т. д.

Основным уязвимым местом корреляционных схем интерпретации является их существенная зависимость от объема и точности определения геологических параметров эталонной области (Фотиади, Ладынин, 1974). Фактически корреляционный метод при региональных исследованиях служит средством интерполяции и экстраполяции данных ГСЗ. А как показывают многочисленные сопоставления данных ГСЗ и гравиметрии, между скоростными разрезами и характером изменения поля силы тяжести часто наблюдаются коренные противоречия. Прогнозные построения, выполненные по корреляционной методике, с появлением новых данных о строении земной коры могут подвергнуться существенной корректировке.

На однозначности геологических решений корреляционными методами отрицательно сказывается то, что гравитационное поле является суммарным эффектом границ, которые могут иметь инверсионный характер, что приводит к компенсации, обычно частичной, влияния этих границ. Это отчетливо проявилось при моделировании поля Δg по Свердловскому пересечению Урала (Голиздра, 1974 а), а также при изучении земной коры Западно-Сибирской плиты (Крылов, 1971). Нередки случаи, когда регионы, значительно разнящиеся по своей структуре, характеризуются примерно одинаковым гравитационным полем (Моисеенко, 1971). Так что к построениям границ земной коры, и в частности ее подошвы, по аномалиям Буге (Голиздра, 1974а) следует относиться с осторожностью. Ценность применения корреляционно-статистических методов снижается и тем, что обычно утрачиваются индивидуальные черты, которыми обладает любая геоструктура.

Роль математической статистики велика при решении таких задач, как анализ ориентировки изолиний регионального гравитационного поля на материках (Литвиненко и др., 1971; Тарков, 1974) или классификация по радиусам автокорреляции аномалий, полученных в процессе непрерывной съемки на море (Агапова и др., 1974). Следует вспомнить, что полноценная интерпретация данных гравиметрии невозможна без знания плотностных характеристик различных видов горных пород, которые получаются путем статистического анализа их прямых или косвенных определений.

Изостатическое редуцирование. Вопросы изостатического состояния тех или иных участков Земли рассматриваются в очень многих работах как специально, так и попутно. Особенно часто они обсуждаются в связи с расшифровкой глубинного строения тектонически активных областей — альпийских орогенов, островных дуг. При этом выводы делаются разные, вплоть до противоречащих друг другу. Создается впечатление, что изостазия относится к числу тех проблем, которые имеют тенденцию усложняться пропорционально числу проведенных исследований.

Иногда степень нарушенности изостатического равновесия в первом приближении оценивается по отклонениям от нуля значений аномалии силы тяжести в свободном воздухе, особенно при проведении съемок на ранее не изученных территориях. Однако какие-либо конкретные выводы из таких оценок делать нельзя, поскольку гравитирующее воздействие поверхностных и компенсирующих масс значительно разнятся (Woollard, 1969b). Поэтому для более обоснованных выводов строятся карты аномалий силы тяжести в изостатических редукциях.

Процесс вычисления полных изостатических аномалий чрезвычайно трудоемок даже при условии использования ЭВМ — в каждой точке необходимо учесть переменное влияние топографических и компенсационных масс ближней, средней и дальней зон (Артемьев, 1975). Поэтому, хотя со времен первых работ Хейсканена и Венинг-Мейнеса было ясно, что единая система компенсирующих масс для Земли невозможна, с целью характеристики больших площадей исследователи вынуждены применять, как правило, одну гипотезу компенсации. Наибольшее распространение получила схема Эри при $T = 30$ км, $\sigma = 2{,}67$ г/см^3 и $\Delta\sigma = 0{,}6$ г/см^3. По такой схеме были вычислены изостатические поправки для всего земного шара (Kivioja, 1963), получены карты аномалий для США и Мексики, Африки, Индии, а также для всей территории СССР и прилегающих районов (Артемьев, 1975). Анализ этих карт принес большую пользу с точки зрения изучения глубинной геологии и тектоники соответствующих территорий.

Вместе с тем по мере накопления геолого-геофизических данных, и в первую очередь материалов ГСЗ, первоначальные постулаты изостазии: определяющая роль рельефа дневной поверхности, уравновешивание на границе кора—мантия, отклонение от нуля изостатических аномалий в местах нарушения равновесия — подверглись значительной корректировке. В отношении роли дневного рельефа появились сведения, что топографические массы, по крайней мере высотой до 800 м, вносят второстепенный (1 : 5—1 : 8) вклад в формирование нагрузки на поверхность приведения по сравнению с вариациями плотности и мощности коры (Андреев, Кунин, 1973). Возможность уравновешивания коры на уровне границы М не отрицается до настоящего времени. Однако начиная с совместных исследований гравиметрией и сейсморазведкой провинции Бассейнов и Хребтов было получено много данных о том, что в изостатическом уравновешивании участвуют неоднородности верхней мантии.

По подсчетам Вулларда (Woollard, 1969a), таким способом может быть уравновешена треть коры (в 35% случаев наблюдаются значительные вариации в величине $\Delta\sigma$ между корой и мантией). Точка зрения, что механизм изостатического уравновешивания связан с астеносферой и компенсация происходит соответственно на глубинах порядка 150 км, находит все большее обоснование (Беляевский, 1974; Физика Земли, 1974).

Самое значительное изменение претерпело представление о том, что наличие изостатических аномалий свидетельствует о нарушениях равновесия. Вуллард (Woollard, 1969b) подчеркнул, что существует много территорий, где аномалии в свободном воздухе и изостатические, достигающие $\pm$ (25—50) мгл, указывают будто бы на отклонение от изостазии, хотя имеются все основания полагать, что в действительности территория является изостатически уравновешенной. Стало очевидным, что в изостатических аномалиях отражаются все плотностные неоднородности, неучтенные при введении изостатической редукции, в том числе находящиеся ниже астеносферы. Был установлен (Юров, Ефимкина, 1973; Артемьев, Досымов, 1974) существенный вклад в гравитационное поле изменения мощности осадочного чехла; учет этого фактора намного улучшил корреляцию поля с изменениями в положении границы М и увязку изостатических аномалий с глубинными неоднородностями. Расчет влияния осадков, заполняющих грабены, оказался решающим для оценки изостатического состояния рифтовых систем (Зорин, 1971). Во многих случаях изостатические аномалии обнаружили связь с петрографическими неоднородностями консолидированной коры, что, в частности, было установлено на примере гранитных массивов Центрального Казахстана (Артемьев и др., 1972).

Нелокальные отклонения от нуля осредненных аномалий в изостатической редукции могут наблюдаться при полной уравновешенности плотностных неоднородностей из-за неопределенности нулевого уровня и влияния горизонтальной изменчивости плотностей ниже астеносферы (Булмасов, Зорин, 1973). Что же касается изостатического состояния отдельных блоков, то было показано (Голиздра, 1972), что при определенных соотношениях мощностей слоев коры с разной степенью метаморфизма блоки коры могут создавать значительные

гравитационные аномалии, находясь в состоянии изостатического равновесия, и наоборот, при нарушенном равновесии характеризоваться аномалиями, близкими к нулю. Поэтому достоверное суждение об изостазии того или иного района может быть вынесено только после учета всех плотностных неоднородностей на основе комплексного использования данных других геофизических методов (Артемьев, 1975). Иными словами, критерии, на основании которых можно бесспорно различать аномалии, вызванные нарушением изостазии, и аномалии, не относящиеся к изостазии плотностных неоднородностей, на сегодня не установлены. Следует заметить, что параметры стандартной схемы Эри несколько отличаются от полученных в последнее время: так, средняя мощность коры для территории СССР составляет 40,5 км (Беляевский, 1974). Кроме того, имеются многочисленные доказательства, что компенсация не менее чем в трети случаев осуществляется по схеме Пратта. Такой вывод получен, в частности, при изучении литосферы Средней Азии (Нерсесов и др., 1975).

Для оценки изостатического состояния предлагается еще использовать аномалии Граафа-Хантера, которые не зависят от выбора схемы изостазии и глубины компенсации. Но и эта редукция не является свободной от субъективного фактора: параметры осреднения рельефа в ней определяются «волевым» порядком; их можно было бы находить путем подбора, но для этого надо быть уверенным в изостатическом равновесии участка (Ладынин, 1970).

Поскольку изостатические аномалии отражают по существу плотностные неоднородности, остающиеся после учета осредненного эффекта земной коры, их геологическая интерпретация не отличается от интерпретации аномалий в других редукциях.

Моделирование гравитационного эффекта. Это направление интерпретации можно назвать функциональным, поскольку с его помощью анализируются прямые связи между строением объекта и структурой поля. Оно основано на расчете гравитационных аномалий от различных моделей геологической среды. Обычно расчетное поле сравнивается с наблюденным, а затем способом проб и ошибок находится такое строение модели, поле которой наилучшим образом соответствует заданной аномалии. Метод подбора в разведочных целях используется с момента зарождения прикладной гравиметрии, а для изучения земной коры в целом — с момента постановки такой задачи (Земная кора, 1957).

Значительный стимулирующий импульс метод моделирования гравитационных аномалий получил после того, как для изучения глубинного строения не только континентов, но и океанов стали активно использоваться сейсмические исследования.

В качестве основных теоретических результатов, создавших фундамент для выполнения математического моделирования, следует отметить: дальнейшее углубление теории решения неустойчивых задач геофизики; доказательство новых теорем единственности решения обратной задачи гравиметрии для определенного класса источников; построение теории пространственного интерполирования гравитационных наблюдений; разработка способов решения прямых задач гравиметрии для совокупности объектов, используемых для аппроксимации структур земной коры; автоматизация процесса интерпретации с помощью ЭВМ; использование аппарата математического программирования для включения в процесс интерпретации априорной информации об искомом решении (Тихонов, 1967; Тихонов, Арсенин, 1974; Тихонов, Гласко, 1975; Лаврентьев, 1962; Иванов, 1962; Страхов, 1975а, б, 1976; Гласко, 1972; Шалаев, 1972; Цирульский, 1974; Аронов, 1972; Голиздра, 1974б; Булах, 1973; Старостенко, 1975; и др.).

В настоящее время с помощью ЭВМ можно выполнить расчет аномалий для тел любой сложности. Главная трудность в модельном направлении интерпретации состоит в правильном выделении поля подбираемой аномалии из суммарного (наблюденного) поля. Формальные способы разделения полей не в состоянии обеспечить строгое соответствие выделенной составляющей какому-то одному аномальному объекту.

Был предложен другой способ, состоящий в последовательном вычитании из суммарного поля составляющих, которые связаны с известными плотностными границами (Hammer, 1963; Субботин и др., 1968). С появлением геолого-геофизических данных, позволяющих более или менее достоверно задавать такие границы, этот прием, называемый геологическим редуцированием, стал применяться для выяснения особенностей строения земной коры и верхней мантии, однако и он не является исчерпывающим, поскольку при интерпретации разностных аномалий, полученных после вычитания Δg от известной части разреза, возникают все те же методические проблемы, которые стояли перед интерпретацией суммарного поля.

Обычай выделять аномалии относительно фона, абсолютное значение которого безразлично интерпретатору, идет от разведочной геофизики, где такая операция была вполне оправдана характером задачи. При изучении тектоносферы становится необходимым принимать во внимание полный эффект по крайней мере земной коры и рассматривать не только порожденные латеральными неоднородностями аномалии (блоковый фактор), но и вертикальные изменения плотности (слоистый фактор).

Только анализ обоих факторов в совокупности позволит избежать произвола в интерпретации аномалий силы тяжести, связанных с важнейшими особенностями структуры коры и верхней мантии. Тем самым на повестку дня встает моделирование гравитационного поля тектоносферы в целом.

Идея моделирования как основного способа решения задач гравиметрии становится рабочей базой научно-производственных исследований (Федынский и др., 1975). Построение гипотез относительно структуры коры по геолого-геофизическим данным и проверка их путем численного эксперимента — сопоставления расчетных значений Δg с наблюденными — дали интересные результаты при моделировании по отдельным профилям (Павленкова и др., 1974; *Проблемы физики Земли...*, 1975; Козленко, 1975; и др.) и по площади (Никольской и др., 1975).

Основное достоинство объемного моделирования наблюденного гравитационного поля состоит в том, что оно позволяет, используя установленные соотношения между различными геологическими факторами, выявлять новые связи, характеризующие структуру земной коры — продукт длительного и многофазного геологического развития.

2.3. Истолкование гравитационных аномалий, связанных с глубинным строением Земли

Отклонения Земли от равновесной фигуры, в том числе отражаемые степенью сжатия у полюсов, можно использовать для оценки фундаментальных физических параметров, таких, как минимальная прочность Земли, а также для выявления плотностных аномалий г л о б а л ь н о г о порядка (Физика Земли, 1974). К подобным аномалиям можно, вероятно, отнести вычисленные Г. А. Мещеряковым по внешнему гравитационному потенциалу горизонтальные (широтно-долготные) неоднородности в теле Земли с вариациями от $-0{,}14$ до $+0{,}31$ г/см^3 относительно средней плотности 5,514 г/см^3. Привязка по глубине этих плотностных неоднородностей не осуществляется. Автор делает вывод, что сферически-слоистая модель Земли является очень грубым приближением к действительности (Мещеряков, 1970). Новые модели, выявляющие глобальные неоднородности, строятся по методике, использующей значения стоксовых постоянных Земли с привлечением других геофизических сведений (Мещеряков, Дейнека, 1975).

Аномалии следующего порядка, называемые п л а н е т а р н ы м и, картируются по данным ИСЗ и обычно рассматриваются в виде ундуляций уровенной поверхности (см. рис. 2.8).

Геофизический смысл этих аномалий у разных авторов получает неодинаковую трактовку. Одни не обнаруживают четкой связи планетарных аномалий с геологическими процессами в коре и верхней мантии (Борисов, Успенский, 1975), другие находят, что они коррелируются не только с зонами сейсмичности, но и с химическим составом эффузивов (Klushin, Abramovich, 1975). Столь же неоднозначны оценки глубин залегания масс, вызывающих планетарные аномалии геопотенциала. С одной стороны, эти аномалии вполне могут быть обусловлены небольшими, порядка 10 км искажениями в рельефе границы ядро — мантия или плотностными неоднородностями в ядре и нижней мантии порядка тысячных долей грамма на кубический сантиметр (Физика Земли, 1974). С другой стороны, не исключается, что они могут быть вызваны интегральным эффектом приповерхностных неоднородностей (Woollard, 1969a). С. А. Ушаков (Физика Земли, 1974) оценил среднюю глубину залегания плотностной границы, вариации которой могли бы обусловить низшие гармоники ($2 \leqslant n \leqslant 6$) разложения потенциала, в 600—700 км. Аналитические определения координат центра тяжести масс по параметрам крупнейших аномалий в предположении, что они вызваны телами с формой, близкой к изометричной, указывают на глубины 700—1400 км (Tarakanov, Vinnik, 1975). Кан (1972) на основании сопоставления спектров разных вариантов аномалий пришел к выводу, что значительная часть рассматриваемых неоднородностей поля соз-

дается факторами, приуроченными к верхней мантии.

Среди причин планетарных аномалий чаще других предполагается тепловая неоднородность. В интервале глубин 350—450 км увеличение температуры всего на 11° и соответствующее погружение переходной зоны мантии на 2 км способно вызвать уменьшение гравитационного поля на поверхности Земли на 12 мгл, что совпадает по порядку с аномалиями, полученными по спутниковым данным (Ботт, 1974).

На глубинах около 1000 км необходим уже перепад в 100—150°, чтобы создать разность плотностей в 0,01—0,1 г/см³, обеспечивающую наблюдаемые изменения поля на поверхности (Tarakanov, Vinnik, 1975). Искалась связь планетарных аномалий гравитационного поля с аномалиями тепловых потоков, выходящих на поверхность Земли (McKenzie, 1967; Groten, 1975). Каула (1975) корреляции с тепловым режимом не обнаружил, он полагает, что аномалии геопотенциала, особенно в гармониках выше 6-го порядка, сопоставляются с основными геотектоническими структурами, отражая участки замедления и ускорения в стационарном течении астеносферы.

Среди многих возможных причин возникновения планетарных аномалий — геодинамических и термоупругих напряжений, диссипации приливной энергии, гравитационной и тепловой конвекций, вариаций рельефа нижней границы астеносферы, изменений химизма вещества мантии ниже астеносферы, фазовых переходов в верхней мантии — стоит назвать и эффект, вызываемый останцами первичных неоднородностей Земли, возникших в процессе ее образования (Субботин и др., 1968).

Очевидно, следует признать, что из всех задач, решаемых гравиметрией в условно-вероятностном смысле, наименьшей определенностью может характеризоваться истолкование планетарных аномалий. Нужно прежде всего повысить точность определения этих аномалий, чтобы по морфологии поля установить, насколько они однородны (от этого зависит достоверность оценки глубин залегания центров тяжести масс). Необходимо привлекать как можно больше данных к их комплексной интерпретации.

Аномалии геопотенциала планетарного масштаба осложнены искажениями более локального характера — зональными, или р е г и о н а л ь н ы м и аномалиями, амплитуда которых может достигать нескольких десятков миллигал (Каула, 1975; Каан, 1975). Региональные аномалии обнаруживают уже более определенную связь с геологическими факторами; в частности, они коррелируются с областями альпийского орогенеза и активизации тектонических движений.

В качестве региональных аномалий выделяются также минимумы, совпадающие с областями послеледникового поднятия (например, в Фенноскандии).

Основные особенности в распределении региональных неоднородностей поля сводятся к следующему: крупные максимумы фиксируются в районе Эгейского моря и Балканского полуострова, Кавказа и Закавказья, Японского моря и Японии, в районе Курильской дуги Охотского моря.

С внешней стороны геосинклинальных зон располагаются минимумы, причем в европейской части они более интенсивны, чем на дальневосточном участке Тихоокеанской зоны. Оценки возможных глубин до масс, обусловливающих зональные аномалии в геосинклинальных зонах, дают значения от 150 до 200 км, т. е. указывают на приуроченность их к низам астеносферы (Артемьев, 1975).

Предположительный источник региональных аномалий — вариации рельефа нижней границы астеносферы, т. е. они не имеют отношения к изостазии (Артемьев, 1975). Неизостатические по своему характеру неоднородности были обнаружены в пределах Атлантического океана Тальвани и Ле Пишоном (1972). Они полагают, что порядка 10% амплитуды аномалий Буге (20—30 мгл) обусловлены вариациями плотностей в 0,05 г/см³ в слое мощностью 100 км на глубине более 30 км.

На основе расчета остаточных аномалий в изостатической редукции (схема Эри, $T = 30$ км) по полю геопотенциала в разложении до 16-го порядка Каула (1975) выделил 25 областей со средними значениями до ± 20 мгл, т. е. ощутимо нескомпенсированными относительно принятой схемы. Поскольку тот же автор в результате специальных исследований (Kaula, 1967) пришел к выводу, что изостазия имеет место на всех длинах волн гравитационного потенциала, приходится относить причину аномалий по крайней мере к низам астеносферы.

Среди аномальных областей—ряд подводных хребтов, котловин, островных дуг и орогенов. В той же работе выделяется 30 областей с отклонениями средних значений аномалий в свободном воздухе до $+24$ и -31 мгл (фигура приведения гидростатическая, сжа-

тие 1 : 299,8). Почти все эти области отмечаются и в изостатических аномалиях [1].

Приведенные данные существенно расходятся с полученными ранее. В частности, Гренландия и Антарктида считаются классическим образцом уравновешенности земной коры под быстродействующей нагрузкой — оледенением. Показано (например, Ушаков, Красс, 1972), что вне тектонически активных поясов равновесие литосферы выполняется очень точно. Вуллард (Woollard, 1969b) при подробном анализе изостатических аномалий большинства континентов пришел к выводу, что нарушение изостазии происходит в пределах ограниченных площадей, таких, как долина р. По, рифтовые долины Восточной Африки, массив Гарц, Ферганская долина.

По меткому замечанию Стейси (1972), то, что существование материков не отражается на форме геоида, построенной с учетом первых членов разложения потенциала по сферическим функциям, свидетельствует об очень точной компенсации масс. Действительно, спутниковые данные еще раз подтвердили установленный гравиметрией фундаментальный факт общей уравновешенности литосферы на континентах и океанах. Но относительно изостатического состояния конкретных регионов у разных исследователей мнения не совпадают. Так, А. Малахов (1972), ссылаясь на расчеты, выполненные совместно с Вуллардом, считает Гавайский хребет находящимся в изостатическом равновесии, тогда как Делингер (1972) приводит данные о его неуравновешенности (глубина до верхней мантии около 18 вместо 30 км, необходимых для изостазии). Альпийские геосинклинальные зоны рассматриваются как области нарушенной изостазии (Артемьев, 1975; Masaru, 1974) и как изостатически уравновешенные горные массивы (Грачев и др., 1972; Борисов, Успенский, 1975). В отношении орогенов юга Сибири А. В. Ладынин (1973а) высказывает точку зрения на их существенную недокомпенсированность в локальном и региональном плане, а М. Е. Артемьев (1975) считает, что Алтай, Западный и Восточный Саянские хребты, горные сооружения Забайкалья близки к состоянию изостатического равновесия. В той же работе в пределах Колымо-Чукотской зоны и районов, прилегающих к Охотскому и Японскому морям, практически не отмечается нарушения изостазии; в другой работе (Павлов, Семакин, 1973) фиксируется перекомпенсация под возвышенностями материковой части Восточно-Азиатской переходной зоны.

Широко распространенное мнение о том, что наиболее ярким примером нарушения изостазии являются островные дуги в сочетании с глубоководными желобами, также нельзя считать безупречно обоснованным.

А. П. Булмасов и Ю. А. Зорин (1973) приводят доказательство в пользу того, что среднее значение аномалий, просуммированное по достаточно протяженным профилям вкрест островных дуг, часто бывает близким к нулю, что указывает на приближенное равенство по абсолютной величине поверхностных масс глубинным, т. е. на близость участков земной коры, объединяющих поднятия и сопряженные прогибы, к состоянию равновесия. Здесь уместно вспомнить, что В. А. Магницкий в 1965 г. приводил расчет, согласно которому рельеф, состоящий из чередования хребтов и долин, в случае компенсации создает аномалии, не отличимые от аномалий без компенсации. Расчет давлений (Гайнанов и др., 1972) на основе сейсмических данных под грядой островных дуг дает избыточное давление около 10^3 кг/см^2 на глубине 40 км. Меньшее давление установлено под желобом. Анализ полей напряжений указывает на силы, действующие со стороны верхней мантии и имеющие противоположно направленные компоненты: вверх — под грядой, вниз — под впадиной. Таким образом, как будто подтверждается нескомпенсированность рассматриваемых структур и антиизостатический характер тектонических процессов в их пределах.

Однако этот вывод исходит из положения о земной коре, плавающей на однородном субстрате. Другие же сведения говорят о неоднородности верхней мантии, в частности, об уменьшении плотности подкорового слоя на 0,05—0,1 г/см^3 до глубин 100 км под южной частью Курильской островной дуги и об уплотнении верхней мантии в районе западного склона Курило-Камчатского желоба. Если уменьшение плотности мантии под поднятиями островных дуг и увеличение ее под глубоководными желобами действительно имеет место, то эти структуры на уровне порядка 100 км будут уравновешены (Павлов и др., 1972).

Похожая ситуация складывается и при анализе проявлений современной тектоники альпийских орогенов. Между аномалиями в изостатической редукции и сейсмической активностью устанавливается устойчивая корреляция, которая позволяет даже прогнозировать

[1] Представление о характере аномалий может дать рис. 2.9, только следует иметь в виду различие в фигурах приведения.

места проявления и силу землетрясений (Артемьев, 1975). Однако связь сейсмичности именно с нарушениями изостазии приходится постулировать. Также недоказуемым остается отношение изостазии к современным движениям земной коры, поскольку «участкам, испытавшим движения примерно одинаковой амплитуды, могут соответствовать различные по величине изостатические аномалии, в некоторых случаях аномалии отличаются даже по знаку» (Артемьев, Досымов, 1974, с. 18).

Резюмируя изложенное, можно сделать вывод, что изостатическое редуцирование приносит пользу как прием разделения аномалий, который, в частности, позволяет учесть влияние на гравитационное поле изменений в мощности земной коры. Что же касается оценок изостатического состояния тех или иных регионов или структур земного шара, то они остаются неоднозначными. Это свидетельствует о том, что проблема изостазии в современном ее виде далека от разрешения — по крайней мере средствами одной гравиметрии. Не случайно, видимо, Вуллард пришел к выводу, высказанному им на симпозиуме в Канберре (1969), что отклонение от изостазии ныне наблюдается только на площадях бывших оледенений (как известно, мнение об изостатическом характере подъема, в частности, Фенноскандии также является спорным). Возможен и такой подход к этой проблеме, при котором из постулата изостазии выводятся те или иные суждения о строении литосферы (Голиздра, 1972; Сурков, Морсин, 1971; Ладынин, 1973б; Морсин, 1974; Dorman, Lewis, 1970; Jacoby, 1973), прогнозируются сейсмические свойства коры (Юров, 1975), оценивается ее жесткость (Watts, Cochran, 1974) и т. п.

По современным представлениям изостатическая компенсация осуществляется в соответствии с так называемой общей схемой, которая означает, что в первом приближении земная кора уравновешивается вблизи поверхности Мохоровичича по принципу Эри, а окончательное равновесие достигается на уровне астеносферы по схеме Пратта (Ушаков, Красс, 1972).

Видимо, есть смысл рассматривать изостазию в широком аспекте — как стремление масс, слагающих Землю, к состоянию минимума потенциальной энергии, а также к поддержанию общего постоянства момента количества движения по всем земным радиусам. В таком плане тектонические движения можно связать с перераспределением плотности по вертикали, выражающемся в изменении типа коры, в проявлениях магматизма, метасоматоза и т. п. (Клушин, 1963), что позволит применить единый подход к изучению эволюции вещества и энергии в процессе формирования литосферы.

В упорядочение распределения вещества по вертикали существенный вклад вносят изменения плотности подкорового слоя. Предположение о возможном разуплотнении субстрата под Памиро-Тяньшанским регионом было сделано А. Д. Архангельским и В. В. Федынским еще в 1936 г. (Борисов, 1967). В 1955 г. Тейтел и Тьюв показали, что мощность коры провинции Бассейнов и Хребтов является намного меньшей, чем требуется для выполнения изостатического равновесия по схеме Эри—Хейсканена, предположив тем самым возможность изменения плотности подкорового слоя. Однако эти выводы в свое время не были приняты во внимание, так как отсутствовали независимые доказательства в пользу неоднородности верхней мантии (Херрин, 1972). Сейчас такие неоднородности установлены под многими геоструктурами. Первые количественные оценки плотностей верхней мантии территории СССР были выполнены путем экстраполяции по гравитационному полю данных, полученных при интерпретации профилей ГСЗ (Фотиади, Каратаев, 1968).

Прежде чем рассматривать схемы, отражающие распределение горизонтальных плотностных неоднородностей в подкоровом слое, обратим внимание на данные гравиметрии, свидетельствующие о расслоенности верхней мантии по вертикали. Согласно Ю. Я. Вацилову (1973), в разных районах земного шара нижние ограничения плотностных неоднородностей тяготеют к некоторым уровням в мантии (рис. 2.10), где наблюдаются также определенные изменения упругих свойств среды. Сопоставление с сейсмологическими материалами позволяет предположить, что на полигонах распределения глубин нижних ограничений гравитирующих блоков интервалы между модами являются зонами вероятного положения астеносферных слоев. В целом делается вывод, что верхняя мантия состоит из нескольких астеносферных слоев, которые имеют разную мощность, располагаются на разной глубине и обладают различной вязкостью; число их в разных регионах и блоках неодинаково, но распространены они почти повсеместно. Дренаж астеносферы разломами может приводить к образованию участков безастеносферной мантии.

Распределение плотностных неоднородностей верхней части мантии в пределах территории СССР приведено на рис. 2.11. Эти неоднород-

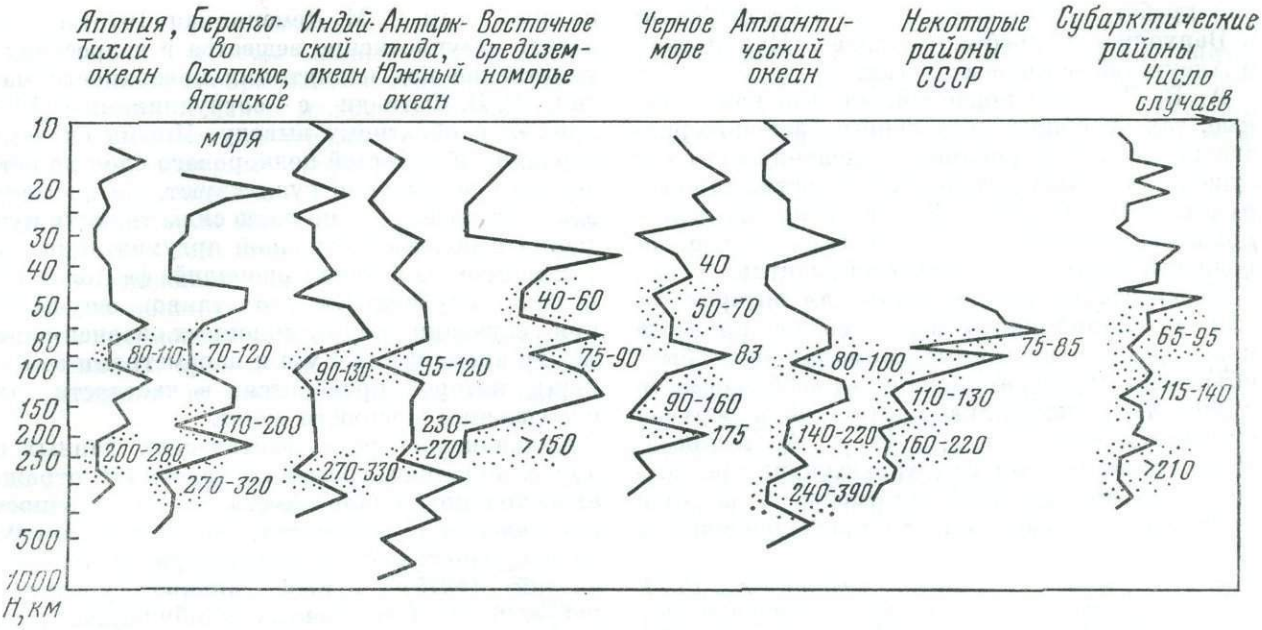


Рис. 2.10. Полигоны распределения нижних ограничений гравитирующих блоков (Ващилов, 1973)

ности выделены по остаточным гравитационным аномалиям, которые получены путем последовательного исключения из аномалий Буге эффекта структуры земной коры и рельефа поверхности Мохоровичича (по данным ГСЗ), а также вычитанием предполагаемого значения гравитационного эффекта плотностных неоднородностей, расположенных глубже 150—200 км (Лопатина, Рябой, 1972).

Остаточные глубинные аномалии обладают значительной интенсивностью, достигающей ±250 мгл. В их распределении имеется определенная закономерность. Отрицательные значения $\Delta g_{гл}$ присущи окраинным областям и северному побережью Евразии (Балтийский щит, область перехода от Азиатского континента к Тихому океану). На равнинной части территории СССР (Восточно-Европейская платформа, Западно-Сибирская плита) преобладают близкие к нулю или слабоположительные значения $\Delta g_{гл}$. Выделяется обширная субширотная зона интенсивных положительных аномалий, охватывающая площади Украинского и Воронежского кристаллических массивов, Прикаспийской синеклизы и Центрально-Казахстанского палеозойского массива. Альпийский орогенический пояс юга СССР характеризуется резко дифференцированным полем $\Delta g_{гл}$ и их наибольшими значениями. Вариации плотности исследованной части мантии (от поверхности М до глубины 150 км) оцениваются в 3,2—3,4 г/см³.

Попытку выделения плотностных неоднородностей верхней мантии выше астеносферы предпринял А. В. Ладынин (1973). Он анализировал аномалии, образовавшиеся путем вычитания из наблюденного поля эффекта модели, предполагающей изостатическую уравновешенность литосферы. Согласно предварительным результатам, значительные области континента в пределах СССР характеризуются «нормальной» плотностью верхней мантии порядка 3,2—3,3 г/см³ (рис. 2.12). Южные части Русской платформы, Скифская и Туранская плиты, частично районы их горного обрамления — Кавказ, Копетдаг, Центральный Казахстан — имеют повышенную плотность верхней мантии (3,4—3,45 г/см³). Прилегающие к континенту области Северного Ледовитого и Тихого океанов имеют в основном пониженные плотности (3,1—3,2 г/см³). В пределах каждой из трех областей выделяются также участки местного уплотнения верхней мантии — на Украинском щите, на Кавказе, в Копетдаге, на Урале, в Центральном Казахстане, Ферганской впадине, в районе Енисейского кряжа, Кузнецкого Алатау и Западного Саяна, в южной части Сибирской платформы, в Вилюйской синеклизе, а также в Курильском и Алеутском глубоководных желобах. Участки разуплотнения мантии отмечены в Тянь-Шане, Горном Алтае, в полосе большой протяженности — от Восточного Саяна через Байкальскую рифтовую зону, Стано-

вой хребет, Алданское нагорье и Сетте-Дабан; в Верхоянском хребте, а также в Курильской и Алеутской островных дугах.

А. В. Ладынин подчеркивает, что как частные, так и общие выявленные закономерности не являются вполне определенными в силу суженности объема эталонной области, на которую имеются данные ГСЗ, а также из-за невозможности точного разделения эффекта неоднородности коры и подстилающей мантии.

Действительно, более детальная интерпретация гравитационного поля может привести к выводу, что некоторые аномалии могут быть объяснены строением коры и нет необходимости прибегать к изменению плотностей в верхней мантии (Discussion..., 1974; А. А. Андреев, 1974). Заметим, что сам характер распространения неоднородностей плотности в верхней мантии может трактоваться с противоположных позиций. Так, Р. М. Деменицкая (1975) предполагает разуплотнение вещества в депрессиях и уплотнение под поднятиями поверхности мантии, Э. Э. Фотиади с сотрудниками (1965) пришел к обратному выводу. Иными словами, вариации плотностей подкорового слоя до астеносферы несомненно существуют, но достоверность их выделения по полю силы тяжести нуждается в более однозначной аргументации.

Влияние наложения аномалий факторов различной глубинности отчетливо ощущается при изучении корреляционных зависимостей между аномалиями Буге и параметрами земной коры, которое проводится, в частности, для определения мощности коры.

Сильная дисперсия фактических данных на корреляционных графиках $\Delta g_{\text{Б}} = f(H)$ отражает не только неоднородность коры и неточность определения ее мощности, но и латеральную неоднородность всей тектоносферы. Н. А. Беляевский (1975) провел анализ уравнений регрессии при различных комбинациях параметров и пришел к выводу, что обширный новый материал показывает значительно меньшую, чем это представлялось до сих пор, устойчивость связи между аномалиями силы тяжести

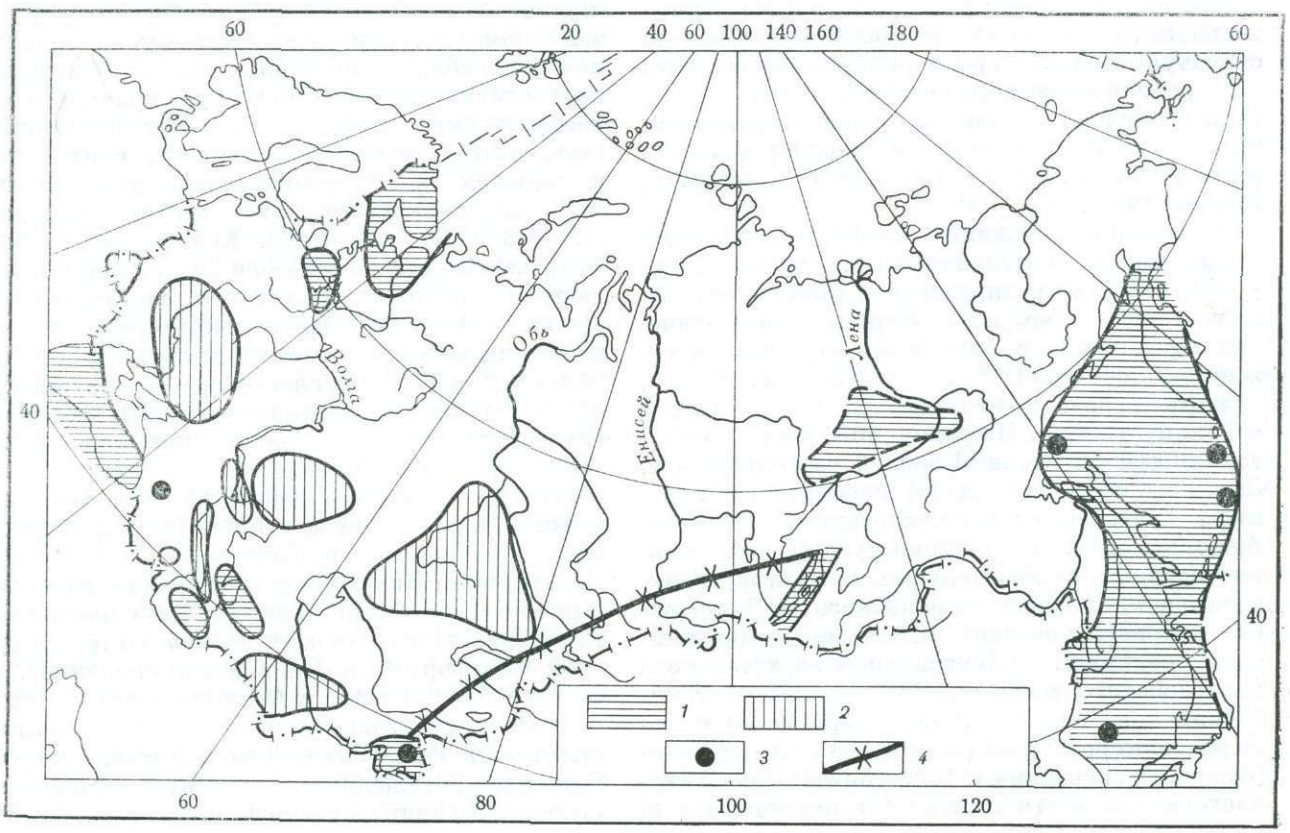


Рис. 2.11. Схема распределения на территории СССР зон, различающихся по физическим свойствам верхней мантии (Лопатина, Рябой, 1972)

1, 2 — зоны относительно пониженных (*1*) и повышенных (*2*) значений $\Delta g_{\text{ГД}}$; *3* — районы, для которых определены скоростные разрезы верхней мантии по сейсмологическим данным; *4* — сейсмологический профиль Памир — Байкал

и глубиной до поверхности М, а также мощностью коры. Получены данные о наличии не только прямой и обратной, но и более сложной корреляционной связи между указанными параметрами. Наименее тесными связями характеризуются обширные территории платформ и низкогорных областей.

Для территории Юга СССР анализ зависимости Δg_B (H) показывает (Никольский и др., 1975), что каждому району соответствует узколокальное облако точек, в пределах которого зависимость мощности земной коры и аномалий силы тяжести практически отсутствует. В этом же убеждает и непосредственное сравнение глубин до поверхности М и аномалий Буге: в пределах Кавказа, Украинского щита, Тянь-Шаня, Памира поверхность М залегает на глубинах от 45 до 55 км, тогда как аномалии здесь различаются более чем на 500 мгл, т. е. в 5 раз больше, чем это следовало бы из линейной корреляционной зависимости. Учет плотностной неоднородности верхней части коры, т. е. снятие влияния осадочной толщи и плотностной неоднородности складчатого фундамента, приводит к еще большему разбросу точек на графике корреляции (рис. 2.13).

Тем не менее считается, что существование общепланетарной количественной, или точнее полуколичественной, зависимости между аномалиями Буге и глубиной до поверхности М не вызывает сомнения (Беляевский, 1975). В обобщенном виде эта зависимость рассмотрена А. П. Тарковым (1974). На рис. 2.14 осредненной кривой аппроксимируются группы точек, характеризующие эталонные районы. Изменение наклона кривой отражает особенности стро-

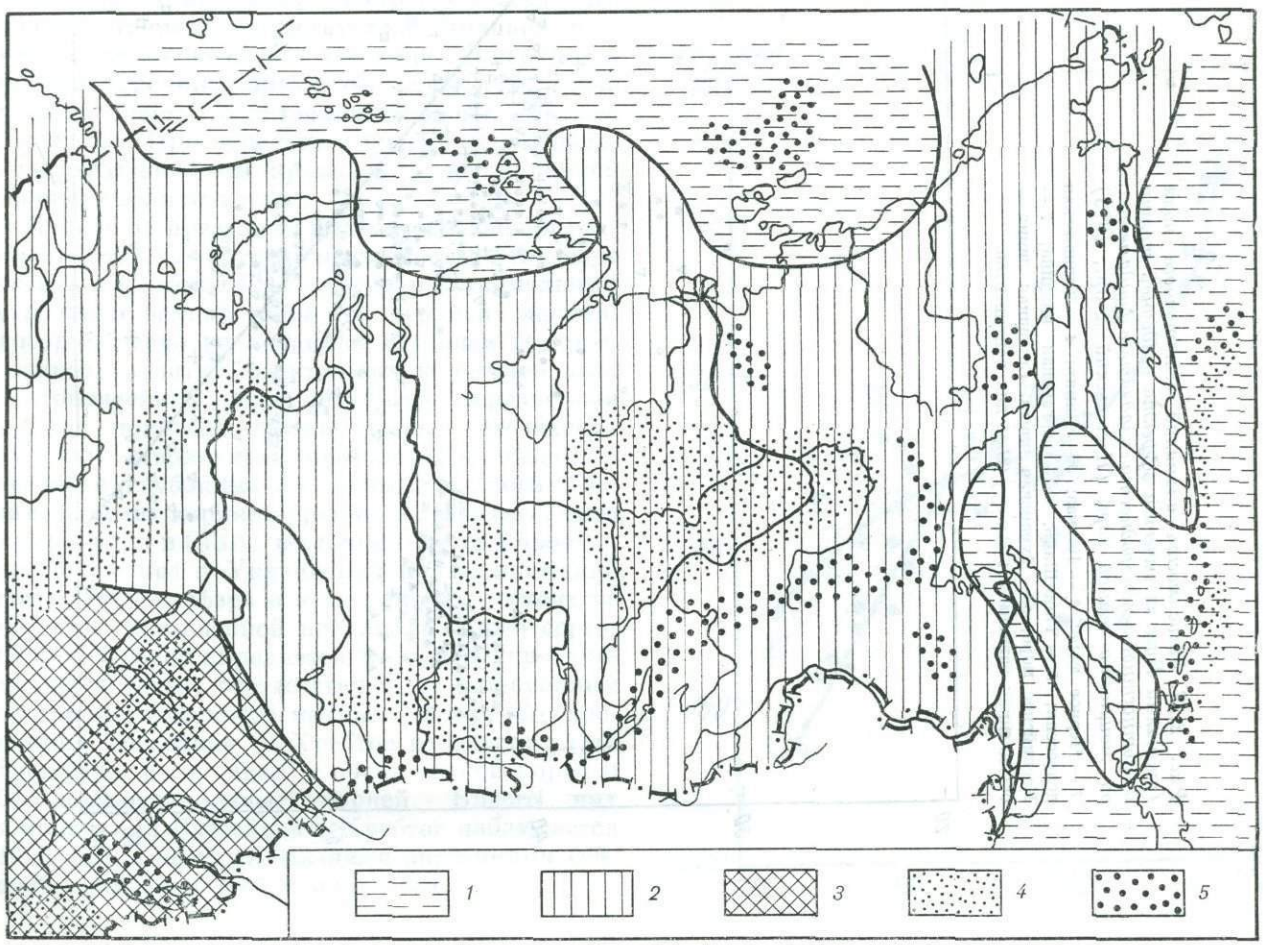
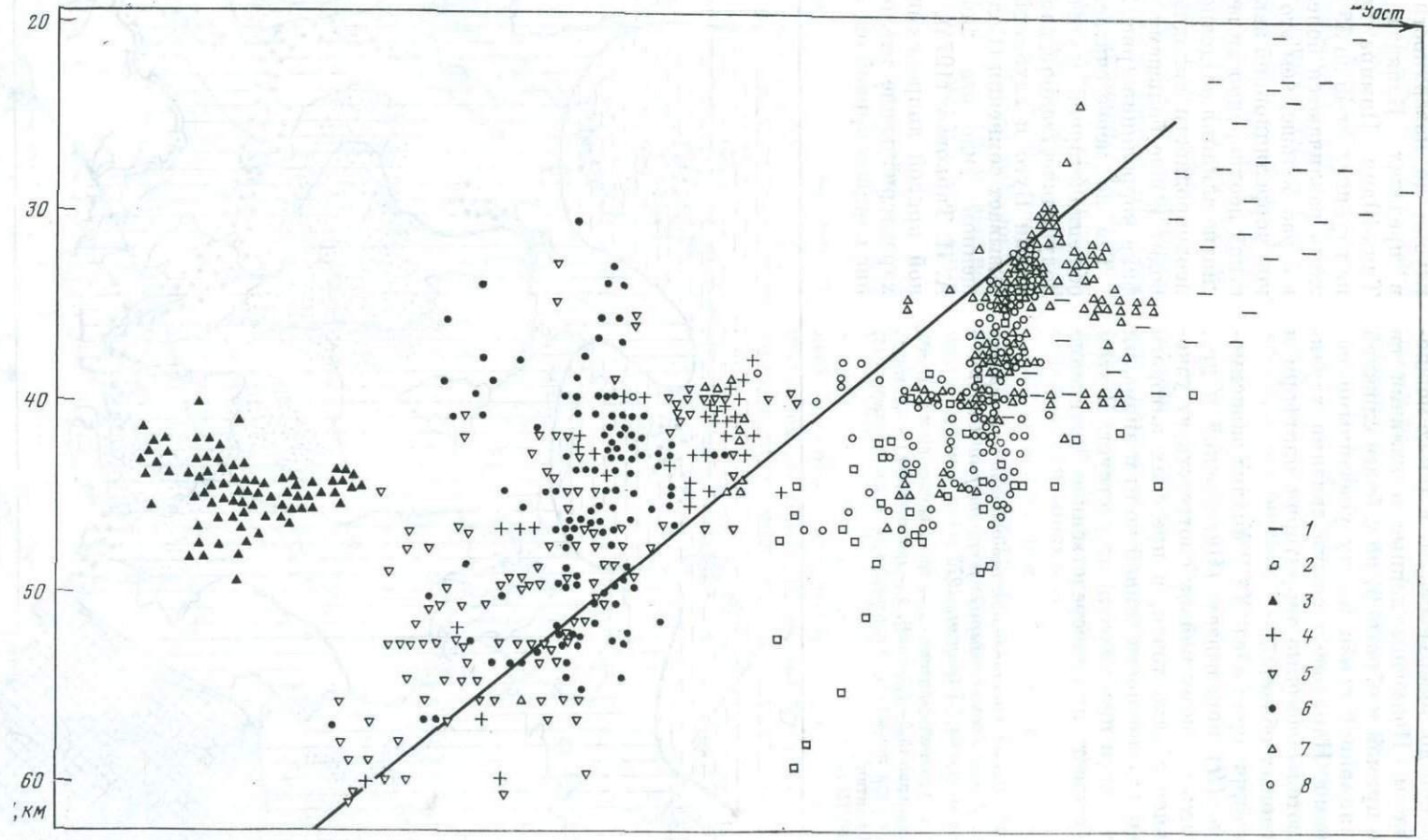


Рис. 2.12. Схема плотностной неоднородности верхней мантии (выше астеносферы) территории Сибири и Дальнего Востока (Ладынин, 1973 б)

Плотность верхней мантии: *1* — пониженная (< 3,2 г/см³), *2* — нормальная (3,2—3,3 г/см³), *3* — повышенная (> 3,3 г/см³), *4*, *5* — участки локального уплотнения (*4*) и разуплотнения (*5*) верхней мантии

Рис. 2.13. Зависимость аномалий остаточного поля (аномалии Буге за вычетом эффекта осадочной толщи и плотностной неоднородности складчатого фундамента) от мощности земной коры (Никольский и др., 1975)

1 — Черное море; *2* — Кавказ; *3* — Памир; *4* — Таджикская депрессия; *5* — Тянь-Шань; *6* — Ферганская впадина; *7* — Каспийское море; *8* — Туранская плита. Сплошная линия — осредненная зависимость $\Delta g = f(H_M)$ для континентов



ения тектоносферы и распределения в ней плотности.

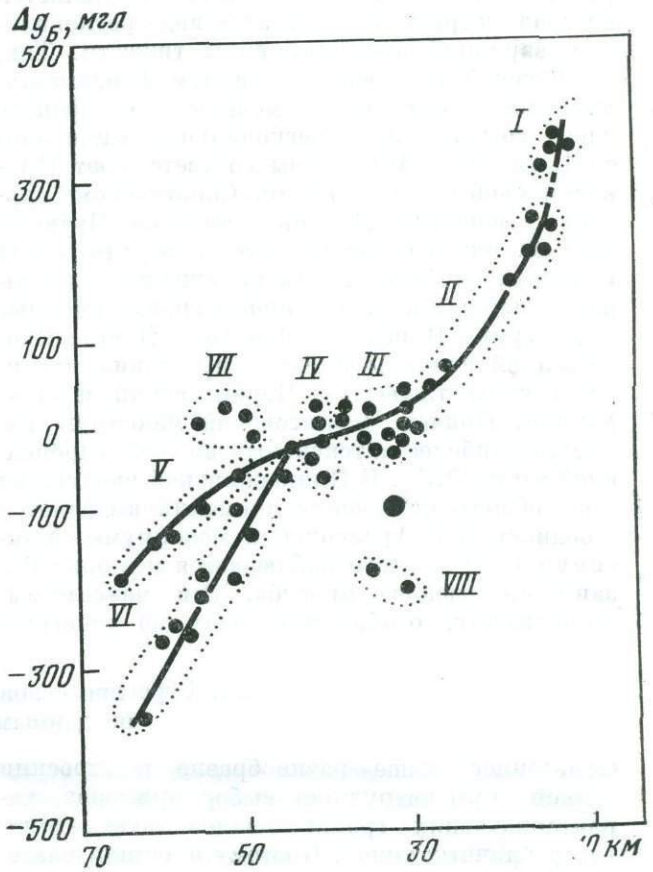
В интервале значений от —60 до +20 мгл осредненная кривая описывается отрезком прямой линии с угловым коэффициентом 5 мгл/км. В структуре земной коры рассматриваемому интервалу значений аномалий Буге соответствуют древние консолидированные платформы, щиты и складчатые сооружения палеозойского орогенного цикла. Отрезки осредненной кривой, соответствующие областям альпийской складчатости, неотектонической активизации и акваториями эпиконтинентальных морей, наклонены к оси абсцисс под большими углами, что подчеркивает бóльшую зависимость аномалий Буге от мощности и строения земной коры в этих районах по сравнению с консолидированными материковыми платформами и складчатыми сооружениями домезозойского возраста. Для альпийских складчатых сооружений и областей неотектонической активности на графике выделяются две самостоятельные кривые с различными значениями углового коэффициента: 10 и 18 мгл/км. По-видимому, в областях неотектонической активности существует максимальное разуплотнение вещества тектоносферы. Для окраинных и внутренних морей с субокеанической корой наклон участка осредненной кривой составляет 12 мгл/км. При переходе к океаническим областям глубже 4 км крутизна корреляционной кривой увеличивается.

Далеко за пределами полосы осреднения располагаются две группы точек, соответствующие весьма характерным структурам с аномальным строением земной коры и верхней мантии, которые резко различаются историей геологического развития и активностью современных тектонических движений. Выше осредненной кривой показана группа точек, отвечающая древним стабильным массивам, выступам и сводам с глубокими и тяжелыми «эклогито-базальтовыми» корнями (район оз. Верхнее, свод Адирондайк в США, восточная часть Воронежского массива и Украинский кристаллический щит). Тектоносфера в этих районах состоит из вещества повышенной плотности. Ниже осредненной кривой выделяется вторая группа аномальных точек, соответствующая современным орогенам и высокосейсмичным структурам (провинция Бассейнов и Хребтов и отчасти плато Колорадо, оз. Байкал) с очень тонкой корой и без компенсационных корней. Вместо них в провинции Бассейнов и Хребтов наблюдается область с аномально низкими значениями сейсмических скоростей и плотности.

В заключение раздела остановимся на общих представлениях о плотностной неоднородности земной коры. Согласно многочисленным данным, *земная кора имеет слоисто-блоковое строение*, и эта структура сохраняется также в подкоровом слое до глубин по меньшей мере 100—200 км (Беляевский, 1974). Разности плотностей соседних блоков для большинства материковых структур составляют 0,05—0,07 г/см³, а для океанических и переходных зон 0,1—0,3 г/см³. Максимальная плотностная дифференциация отмечается в зонах перехода от материков к океанам — до 0,5 г/см³. Значительные плотностные различия свойственны линейным неоднородностям в эвгеосинклинальных обла-

Рис. 2.14. Осредненный график зависимости аномалий Буге от мощности земной коры H (Тарков, 1974)

I — акватории глубоководных океанических впадин; *II* — внутренние и окраинные моря с субокеанической и субконтинентальной корой; *III* — древние платформы с корой нормальной мощности; *IV* — области палеозойской складчатости; *V* — зоны альпийской складчатости; *VI* — области неотектонической активизации; *VII* — древние стабильные массивы и щиты с корой увеличенной мощности ; *VIII* — орогены с аномально тонкой корой



стях, в пределах которых широко развиты основные и ультраосновные породы, и поясам пониженной плотности в некоторых районах океанов. В распределении скачков плотности сколько-нибудь выраженная закономерность отсутствует (Ващилов, 1973).

Аномалии гравитационного поля являются суммарным отображением ряда особенностей строения земной коры, причем в разных районах доминирующими являются различные черты геологического строения. Так, строение осадочной толщи при наличии достаточной плотностной дифференциации лучше всего проявляется в тех областях, где породы кристаллического фундамента залегают на больших глубинах. Ярким примером является Прикаспийская впадина. Мощность осадочной толщи здесь достигает 10—15 км, и на гравиметрической карте четко проявляется соляная тектоника. Соляным куполам соответствуют локальные минимумы тяжести. В Прикаспийской впадине их множество, и поэтому ее гравитационное поле очень специфично (Грушинский, Сажина, 1972).

Изменение мощности осадочного слоя, или рельеф гранитного слоя, обычно проявляется на гравиметрических картах в виде региональных вариаций аномалий силы тяжести. Так, на Русской платформе впадинам фундамента, имеющим повышенную мощность осадочного слоя, соответствуют региональные минимумы силы тяжести. Минимумы соответствуют Прикаспийской впадине, Рязано-Саратовскому прогибу, Днепровско-Донецкой впадине. Интересным обстоятельством является и то, что в этих впадинах на фоне общего понижения силы тяжести наблюдаются обширные гравитационные максимумы. В центральной зоне Днепровско-Донецкой впадины имеются два таких максимума силы тяжести — Черниговский и Лохвицкий. Причем Черниговский максимум является наиболее интенсивным во всей европейской части СССР. В Прикаспийской впадине на фоне общего понижения аномалий выделяется Хобдинский и Аралсорский максимумы. Максимум силы тяжести наблюдается и в зоне Рязано-Саратовского прогиба. Эти максимумы, по-видимому, отображают одну из генетических особенностей образования впадин в платформенных условиях (Грушинский, Сажина, 1972).

В районе платформ развиты аномалии в основном изометрической формы с небольшими градиентами, а для геосинклинальных областей характерны резко выраженные линейные аномалии. На платформах и геосинклиналях различаются отдельные блоки земной коры с присущей им специфической характеристикой аномального поля. Обычно эти блоки разделяются зонами больших градиентов и полосовых максимумов силы тяжести. В области платформ и геосинклиналей по характеру аномалий оконтуриваются структуры более низких порядков, находят отображение впадины, валы, краевые прогибы и их характерные особенности.

Представление о распределении плотностных неоднородностей литосферы в пределах СССР можно составить на основании схемы, приведенной на рис. 2.15. Эта схема является интерпретацией карты остаточных аномалий изостатической редукции по «стандартной» гипотезе Эри. Составляющие больших радиусов корреляции устранены осреднением по соответствующим радиусам (300 км), высокочастотные, связанные с приповерхностными неоднородностями, срезаны осреднением поля по сетке $1 \times 1°$. Схема дает информацию о распределении масс, отличающихся от заданной модели (гипотезы компенсации). Не вдаваясь в детальную характеристику полученной картины, отметим только ее сложность: все типы геоструктур, расположенные в пределах СССР,—щиты, платформы, орогены, внутренние и окраинные моря, островные дуги, желоба,— имеют весьма неоднородное строение, что лишний раз подчеркивает трудность выбора нулевого уровня при количественной интерпретации аномалий, соответствующих отдельно взятым структурам. Это следует иметь в виду при анализе особенностей поля силы тяжести, которыми характеризуются различные типы геологических образований, выявленные как в пределах континентов, так и океанов.

2.4. Строение основных типов геоструктур по данным гравиметрии

Отмеченное выше разнообразие в строении земной коры затрудняет выбор примеров, характеризующих гравитационное поле структур различных типов. Поэтому в данном разделе рассматриваются результаты применения типичных или перспективных методических приемов интерпретации данных гравиметрии при изучении отдельных разновидностей структур, выделяемых современной тектонической классификацией.

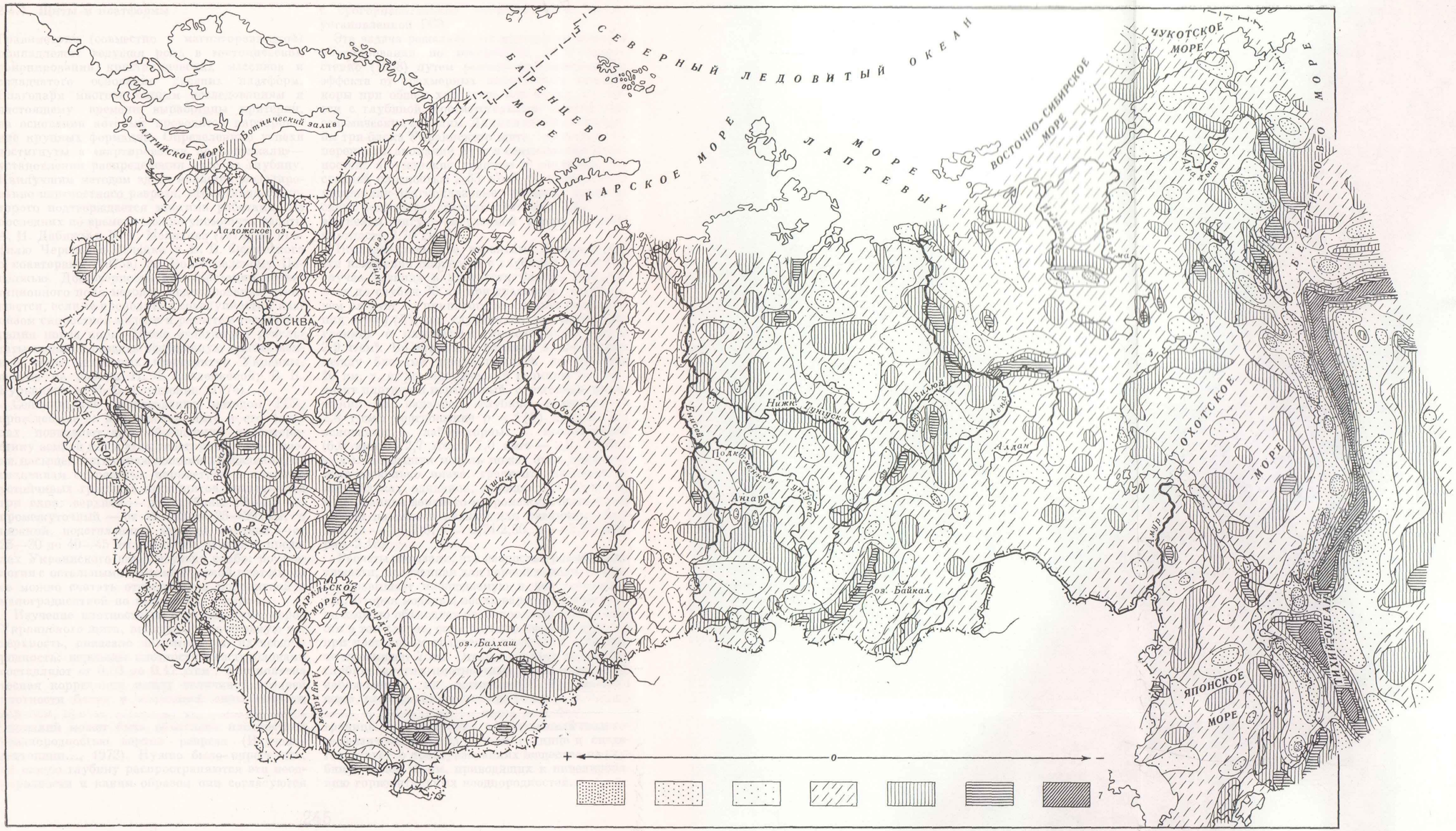


Рис. 2.15. Схема плотностных неоднородностей литосферы, выделенных по аномалиям в изостатической редукции (Артемьев, 1975)
Шкала показывает изменение интенсивности аномалий

2.4.1. Щиты и платформы

Гравиметрии (совместно с магниторазведкой) принадлежит ведущая роль в тектоническом районировании кристаллических массивов и складчатого основания древних платформ. Благодаря многочисленным исследованиям к настоящему времени выработаны критерии, на основании которых проводится картирование крупных формаций. Определенные успехи достигнуты в «картировании по вертикали» — установлении распределения масс на глубину. Наилучшим методом здесь является моделирование плотностного разреза, эффективность которого подтверждается многими работами. Из последних по времени можно упомянуть работы А. И. Дабижы и В. Р. Мелихова (1975) по профилю Череповец-Меленки и В. В. Федынского с соавторами (1975а) по Волгоградскому Поволжью. Достоверность интерпретации гравитационного поля методом моделирования повышается, если ее проводить в совокупности с анализом скоростной модели и расчетом теплогенерации пород коры. Ниже излагаются результаты попытки создать обобщенную модель земной коры некоторых геоструктур Украины, взятые из работы Н. И. Павленковой, В. Б. Бурьянова и В. В. Гордиенко (1974).

Сейсмические исследования методом ГСЗ, проведенные на Украинском щите и его склонах, позволяют дать обобщенную характеристику земной коры этих геоструктур. По степени насыщенности отражающими площадками, по величинам скоростных параметров и наличию устойчивых границ в коре щитов выделяются *три слоя: верхний — до глубины 10—12 км*, промежуточный — от 10—12 до 25—30 км, и нижний, подстилаемый верхней мантией, — от 25—30 до 40—45 км. *Верхняя мантия в пределах* Украинского щита изучена слабо; по аналогии с остальными частями Русской платформы ее можно считать относительно монолитной и малоградиентной по сравнению с корой.

Изучение плотностных характеристик пород Украинского щита, выходящих на дневную поверхность, показало значительную их неоднородность: перепады плотности между блоками составляют от 0,03 до 0,17 г/см^3. Установлена тесная корреляция между величиной средней плотности блока и аномалией силы тяжести над ним, причем показано, что основная часть аномалий может быть объяснена плотностной неоднородностью верхов разреза (Изучение тектоники..., 1972). Нужно было определить, на какую глубину распространяются эти неоднородности и каким образом они согласуются с субгоризонтальной расслоенностью коры, установленной ГСЗ.

Эта задача решалась при помощи численного моделирования по программам В. И. Старостенко (1968) путем расчета гравитационного эффекта от трехмерных плотностных моделей коры при общем характере изменения плотности с глубиной, соответствующем полученным сейсмическим моделям. Для анализа были выбраны три блока Украинского щита, типичные по перепадам аномалий Буге и соотношению плотностей: а) уманские граниты и мигматиты со средней плотностью 2,63 г/см^3, б) мигматиты и микроклин-плагиоклазовые граниты днепровского комплекса, средняя плотность 2,67 г/см^3, в) гнейсы ингуло-ингулецкой серии, средняя плотность 2,70 г/см^3.

Исследовались две вероятные закономерности изменения плотности с глубиной. В первом случае разница в плотности блоков сохранялась до глубин 30 км при градиенте, меньшем, чем следует из принятого за среднее соотношения $\rho = f(V)$; на глубине 30 км задавалась граница с плотностью нижележащих пород 2,9 г/см^3. Во втором — разница в плотностях между блоками предполагалась до глубины 10 км, т. е. до сейсмической границы K_1; градиент плотности переменный, с условием достижения на заданной глубине величины в 2,8 г/см^3; соотношение $\rho = f(V)$ принято на основании лабораторных исследований (6,0 км/с — 2,7 г/см^3; 7,0 км/с — 2,9 г/см^3 и т. д.). Последняя модель может быть представлена несколько иначе: градиент плотности во всех блоках одинаков, порядка 0,1 г/см^3·км, а на границе верхнего и промежуточного слоев скачок плотности разный для различных блоков (*а* — 2,7/2,8, *б* — 2,74/2,80, *в* — 2,77/2,80; *рис. 2.16*).

Расчеты показали, что разность уровней силы тяжести, полученная для первой модели, намного превышает наблюдаемую в действительности. Вторая модель в обоих вариантах достаточно хорошо объясняет реальное поле силы тяжести в том случае, если глубина неоднородностей при постоянном градиенте плотности в блоках не превышает 7 км. Отсюда следует вывод, что глубина многих плотностных неоднородностей, наблюдаемых на поверхности Украинского щита, не выходит за пределы 10 км, т. е. блоковость коры существует лишь до сейсмической границы K_1. Это придает определенный геолого-геофизический смысл данной границе и свидетельствует о преобразованиях вещества на глубинах более 10 км, приводящих к нивелированию горизонтальных неоднородностей.

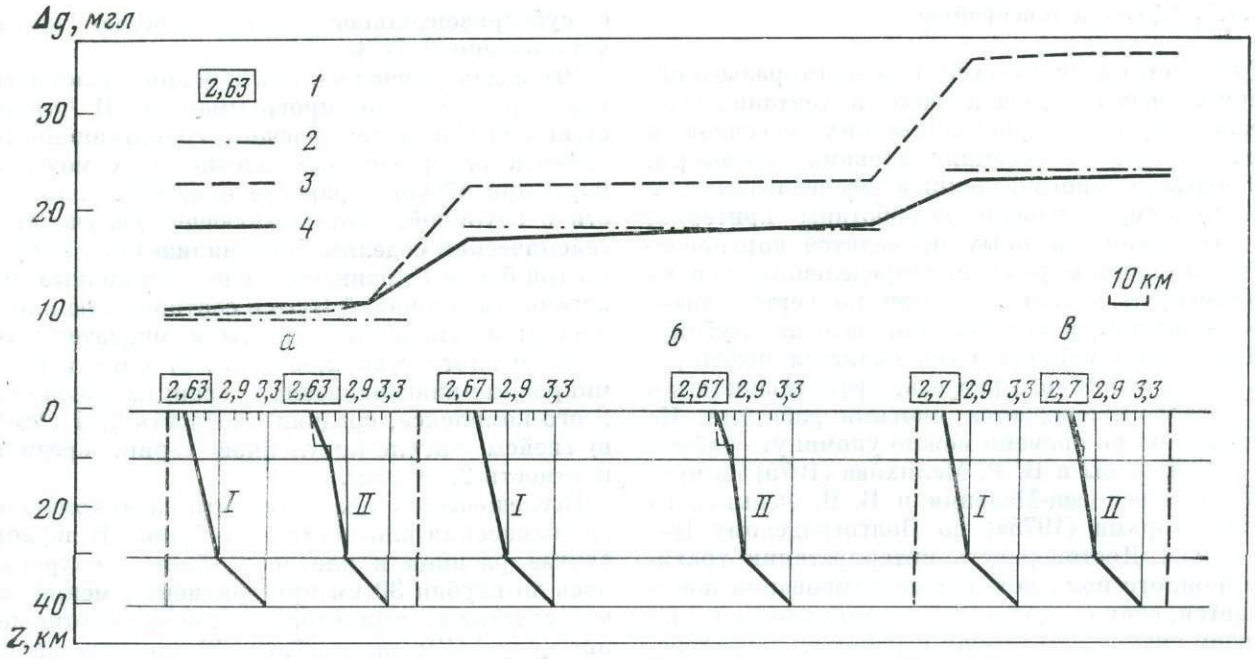


Рис. 2.16. Сопоставление расчетных и наблюденных уровней поля силы тяжести по плотностным моделям некоторых блоков Украинского щита (Павленкова и др., 1974)

а — уманские граниты, *б* — днепровский комплекс, *в* — гнейсы ингуло-ингулецкой серии; *1* — значения поверхностной плотности, *2* — наблюдаемые уровни поля силы тяжести, *3*, *4* — то же, вычисленные для моделей I (*3*) и II (*4*)

Вывод о небольшой глубине плотностных неоднородностей сделан для типичных блоков Украинского щита. Для аномальных участков, которые характеризуются гораздо большими перепадами значений силы тяжести, например голованевский максимум и кировоградский минимум, требуются дополнительные расчеты. Голованевский блок на поверхности сложен чарнокитами с плотностью 2,78 г/см^3, Кировоградский — новоукраинскими гранитами с плотностью 2,61 г/см^3. По мнению многих авторов, обе структуры распространяются на большие глубины (Гинтов, 1972). На рис. 2.17 представлены два варианта плотностной модели щита по профилю ГСЗ, секущему эти блоки. Различаются эти варианты характером изменения плотности с глубиной в верхней части коры Кировоградского блока: в модели *А* плотность меняется скачком на границе $К_1$ от 2,61 до 2,80 г/см^3, в модели *Б* — нарастает с глубиной со средним для щита градиентом. Гравитационный эффект обеих моделей хорошо согласуется с наблюденным полем силы тяжести.

Как и для типичных аномалий Украинского щита, поле рассмотренных структур может быть полностью объяснено неоднородностью верхней части земной коры. Это свидетельствует о слабом влиянии на аномалии гравитационного поля нижней части коры и границы М. Последняя, таким образом, не может иметь резко расчлененный рельеф. Предположение об отсутствии скачка скорости на границе М не меняет этот вывод, так как при больших перепадах мощности коры значительные гравитационные аномалии будут создаваться за счет контраста плотности между вторым слоем коры и мантией. Величина такого контраста может достигать 0,3 г/см^3 (разница в скоростях до 1,5 км/с). Следовательно, предполагаемая по сейсмическим данным резкая дифференцированность границы М (Соллогуб, 1972) противоречит характеру наблюденного гравитационного поля щита. Таким образом, комплексирование с гравиметрией позволяет сократить неоднозначность в истолковании данных ГСЗ по нижней части земной коры Украинского щита.

Для верхней части разреза некоторая неоднозначность в решении обоими методами остается. Качественно модель *А* лучше согласуется с сейсмическим разрезом, объясняя природу границы $К_1$, но количественные соотношения установить не удалось. В данном случае дополнительная информация может быть получена из материалов изучения теплового потока. Величины генерируемого теплового потока были вычислены для двух моделей земной коры, построенных по сейсмическим данным. В первом

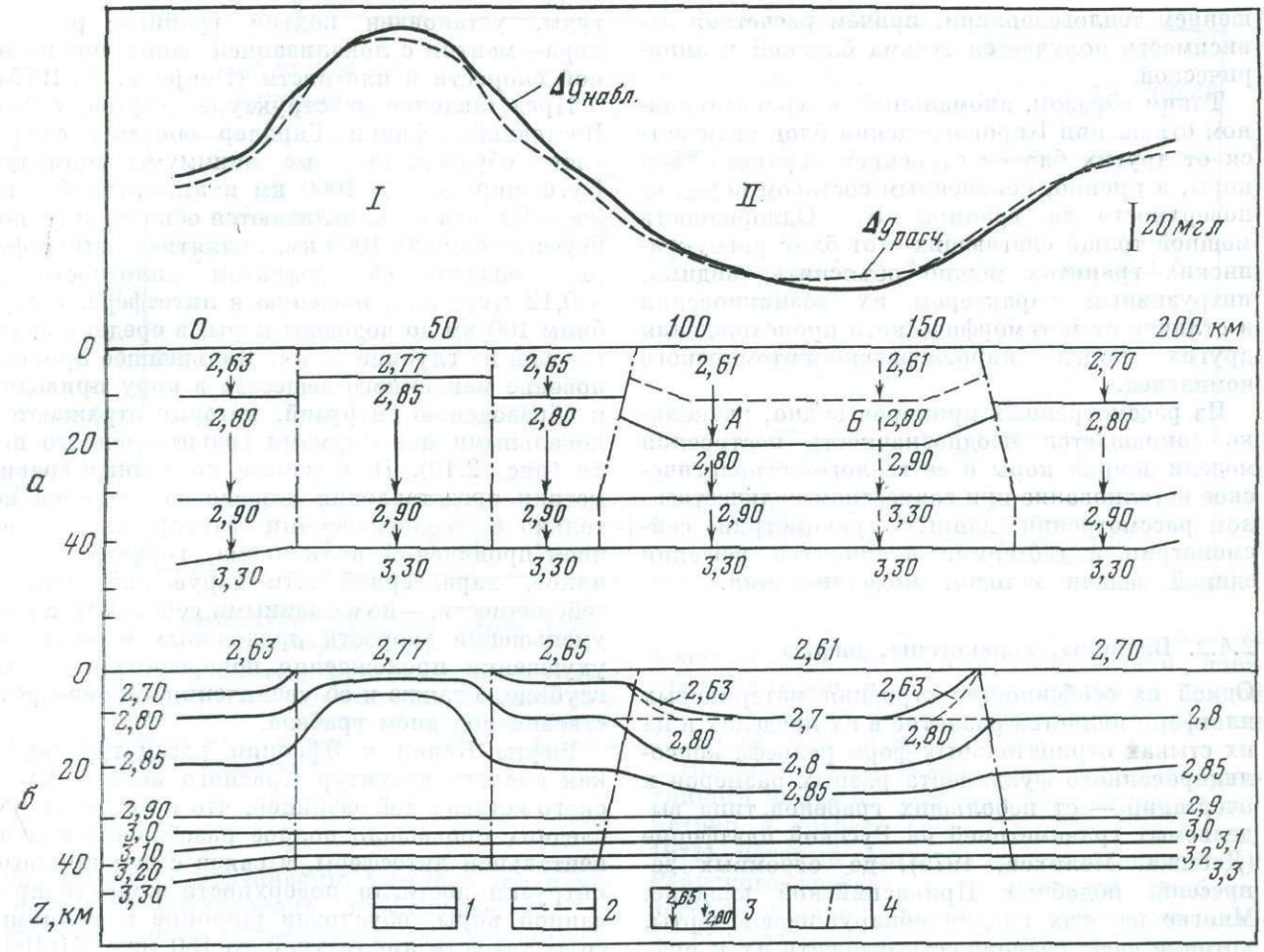


Рис. 2.17. Плотностные разрезы земной коры Украинского щита в районе Голованевского максимума (I) и Кировоградского минимума (II) силы тяжести (Павленкова и др., 1974)

а — в плотностных границах, *б* — в изолиниях плотности (г/см³); *1* — границы слоев или изолинии плотности модели *А*; *2* — то же, модели *Б*; *3* — изменение плотности внутри слоев; *4* — границы блоков

случае считается, что граница K_1 разделяет слои с более или менее выдержанными физическими свойствами и составом — 10 км гранитов и 30 км базитов. Результаты вычислений для этой модели показали хорошее согласие с наблюденными величинами теплового потока (Гордиенко, 1972).

Второй вариант разделения коры по величинам скоростей предполагает, что мощность «гранитного» слоя составляет 30 км, а 10—15-километровый «базальтовый» слой находится под всеми структурами. Величины расчетных тепловых потоков для этой модели значительно расходятся с наблюденными.

Результаты расчетов показывают, что мощность «гранитного» слоя в пределах щитов и плит не может превышать 10 км, если состав слоя принять соответствующим тому, который обнажается на поверхности. Для того чтобы объяснить равенство скоростей прохождения волн в верхнем и промежуточном слоях, требуется выяснить, каким веществом должен быть сложен промежуточный слой, чтобы его скоростная характеристика была близка к породам гранитного ряда, а теплогенерация — к базитам.

Установленные закономерности изменения скорости с глубиной можно согласовать с представлениями о земной коре как о смеси пород кислого и основного состава (Чекунов, 1972) таким образом, что «гранитная» близ дневной поверхности кора постепенно насыщается основным материалом. Соответствующее возрастание плотности можно скоррелировать с умень-

шением теплогенерации, причем расчетная зависимость получается весьма близкой к эмпирической.

Таким образом, аномальный в гравитационном отношении Кировоградский блок отличается от других блоков строением верхнего слоя коры, а именно, неизменным составом пород от поверхности до границы K_1. Однородность мощной толщи слагающих этот блок новоукраинских гранитов можно объяснить, видимо, интрузивным характером их возникновения в отличие от метаморфического происхождения других пород кировоградско-житомирского комплекса.

Из рассмотренных примеров видно, насколько сокращается неоднозначность построения модели земной коры и ее геолого-петрологическое истолкование при совместном количественном рассмотрении данных гравиметрии, сейсмометрии и геотермии в процессе решения единой задачи методом моделирования.

2.4.2. Впадины, авлакогены, рифты

Одной из особенностей строения материковых платформ является развитие в их пределах и на их стыках отрицательных форм рельефа консолидированного фундамента разных размеров и очертаний — от небольших грабенов, типа выделяемых гравиметрией на Русской платформе (Дабижа, Мелихов, 1975), до огромных депрессий, подобных Прикаспийской впадине. Многие из этих впадин обнаруживают черты, которые дают возможность относить их к рифтогенам.

Среди континентальных рифтов одним из наиболее изученных является Байкальский. Характерная форма отрицательных гравитационных аномалий в редукциях Фая, Буге и изостатической указывает на большую мощность осадков: на юге Байкала — до 5—7 км. Интерпретация поля силы тяжести с учетом влияния осадочного чехла и масс воды (с привлечением сейсмических и электромагнитных данных) позволила Ю. А. Зорину (1971) сделать вывод, что мощность земной коры Байкальской впадины близка к 30—40 км. В выступе астеносферы под рифтовой зоной выделяется область разуплотнения, а в нижней части коры возможны внедрения основных и ультраосновных пород (рис. 2.18).

Близкие к Байкальской зоне закономерности строения имеют Рейнский и значительная часть Африканского рифта (Ушаков и др., 1972). Для Рейнского грабена, которому соответствует гравитационный минимум значительной амплитуды, установлен подъем границы раздела кора—мантия с локализацией зоны пониженной скорости и плотности (Bonjer e. a., 1975).

Представление о структуре рифтовых зон Восточной Африки Гирдлер обобщил следующим образом: крупные минимумы аномалий Буге шириной до 1000 км и амплитудой свыше —150 мгл обусловливаются обширным, в поперечнике около 1000 км, поднятием астеносферы, обладающей дефектом плотности в —0,12 г/см³ по отношению к литосфере, с глубины 100 км до подошвы коры, в среднем залегающей на глубине 35 км. Дальнейшее проникновение мантийного вещества в кору приводит к образованию интрузий, которые отражаются локальными максимумами гравитационного поля (рис. 2.19). Полученные по данным гравиметрии представления хорошо согласуются не только с геологическими факторами — наличием проявлений вулканизма, горячих источников, характерной сети нарушений, микросейсмичности, — но и с данными сейсмометрии об уменьшении скорости продольных волн V_P и ухудшении прохождения поперечных волн на глубине, а также и об увеличении V_P непосредственно под дном грабена.

Рифты Кении и Эфиопии рассматриваются как аналоги структур Красного моря и Аденского залива с той разницей, что в пределах последних произошло полное разобщение континентальной литосферы, в связи с чем крупные интрузии достигли поверхности консолидированной коры, обусловив широкие максимумы силы тяжести амплитудой до 150 мгл (Girdler, 1975; Fairhead, Girdler, 1972).

В результате переинтерпретации срединноконтинентального гравитационного максимума США (см. рис. 2.2) с учетом данных сейсморазведки и геологии структура, соответствующая этой аномалии, была признана аналогом рифта Красного моря (Ocola, Meyer, 1973). Гравитационный максимум, протягивающийся от оз. Верхнее до Канзаса, состоит из четырех узких вытянутых звеньев, окруженных такими же узкими симметричными минимумами. Положительные аномалии коррелируются с породами типа габбро, а отрицательные — с песчаниками и сланцами. В рельефе дневной поверхности структура не отражается. Разрезы вкрест простирания зоны обнаруживают сложное глубинное строение. «Ядро» максимума формируется высокоскоростными (6,9 км/с) породами, вертикально внедрившимися в породы с меньшими скоростями (6,4 км/с); разность плотностей между ними оценивается в 0,14 г/см³. Высокоскоростные породы не везде соединяются с по-

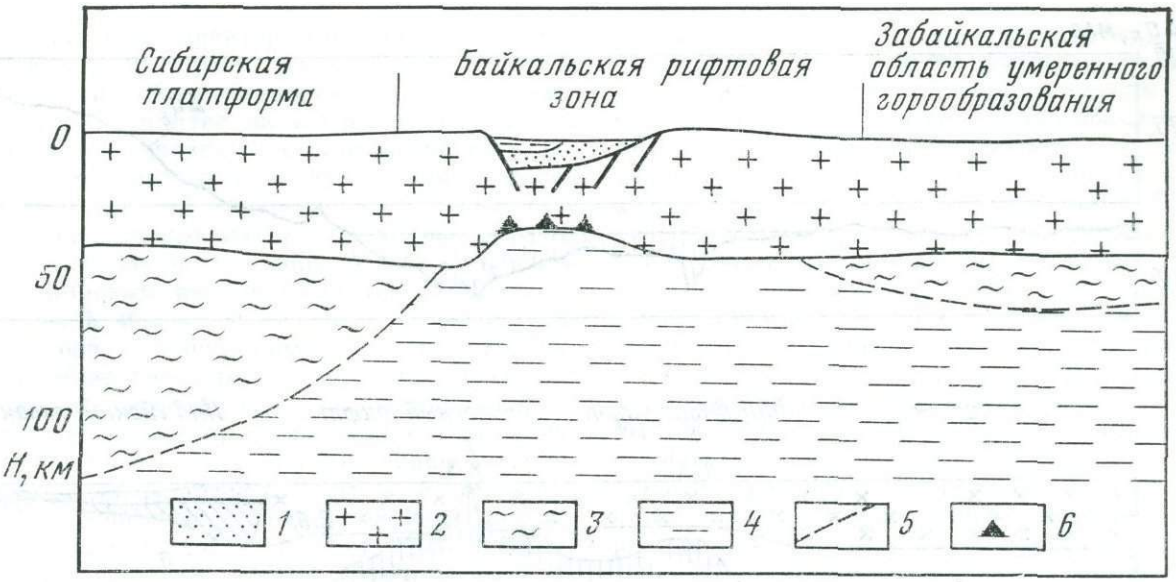


Рис. 2.18. Схематический глубинный разрез вкрест южной части оз. Байкал (Зорин, 1971)

1 — кайнозойские отложения; *2* — кристаллическая земная кора; *3* — кристаллическая часть мантии, включаемая в литосферу; *4* — астеносфера (разрежение штрихов соответствует уменьшению плотности); *5* — поверхность астеносферы; *6* — основные и ультраосновные интрузии

верхностными эффузивами; вместе с тем намечаются их ответвления, простирающиеся на несколько сотен километров от оси максимума. На основании сопоставления характеристик структуры срединно-континентального максимума с изученными рифтогенами континентов и океанов авторы предлагают именовать ее Северо-Американской рифтовой системой (Ocola, Meyer, 1973).

Примером рифтогена, развивавшегося в палеозойское время, является северо-западная часть Днепровско-Донецкого авлакогена. Вдоль ее оси прослеживается серия крупных гравитационных максимумов, обрывающаяся вблизи профиля ГСЗ Царичанка — Богодухов, восточнее которого предполагается резкое погружение консолидированного фундамента (Павленкова, 1973). Данные ГСЗ свидетельствуют о подъеме под осью авлакогена поверхности Мохоровичича. Однако только этим подъемом нельзя объяснить величину гравитационных максимумов, в частности Лохвицкого, амплитуда которого после вычитания эффекта осадочной толщи достигает почти 100 мгл.

Интерпретация Лохвицкого гравимагнитного максимума показала (Козленко и др., 1970), что создающие его аномальные массы не могут залегать на больших глубинах. Распределение возмущающих масс и их избыточная плотность похожи на те неоднородности земной коры, которые были обнаружены в грабене Красного моря (Girdler, 1958).

Внедрение в основание коры дериватов мантийного вещества выявлено по данным гравиметрии в грабене Осло (Ramberg, Smithson, 1971), который считается северным окончанием Рейнского грабена, и на площади Джибути, которая является промежуточным звеном между структурами Афара и Аденского залива и рассматривается как область океанизации коры (Makris e. a., 1975).

Крупные внедрения в консолидированную кору масс с повышенными скоростью и плотностью установлены в пределах Прикаспийской впадины. Объемы их настолько велики, что их влияние преодолевает эффект 20-километровой толщи осадочных пород, среди которых значительная доля принадлежит каменной соли, имеющей, как известно, аномально низкую плотность. Наличие пород повышенной основности, эффект которых проявляется в виде Аралсорского и Хобдинского региональных гравитационных максимумов, приводит исследователей к заключению о субокеаническом характере земной коры центральной части Прикаспийской впадины (Волож и др., 1975).

Рассмотренные материалы указывают на то, что образование депрессий в консолидированной коре и внедрение в их фундамент пород основного ряда тесно взаимосвязаны, что, вероятно, является одним из проявлений принципа сохранения момента количества движения Земли (Клушин, 1963). Отсутствие над грабенами и

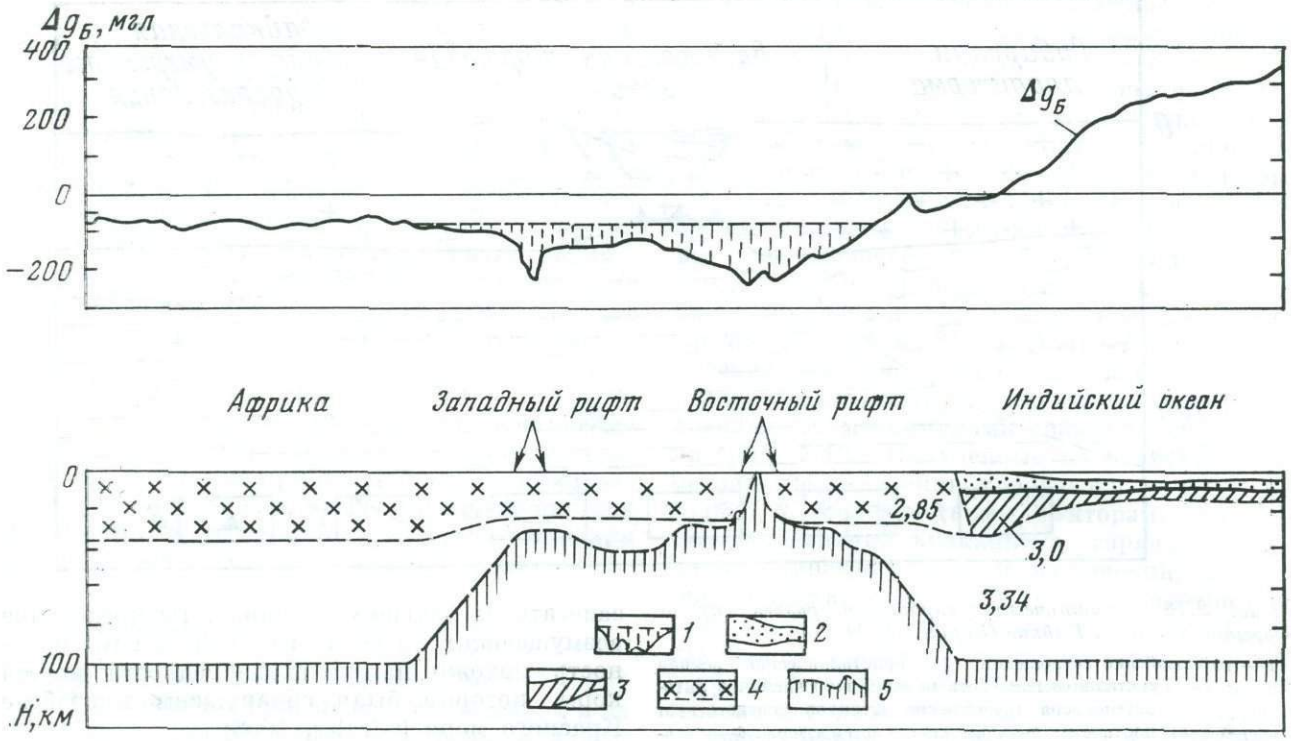


Рис. 2.19. Вариант интерпретации гравитационных аномалий Восточно-Африканской рифтовой системы (приэкваториальная область) с использованием других геофизических и геологических данных (Girdler, 1975)

1 — минимум аномалий Буге, связываемый с подъемом астеносферы; *2* — осадки; *3* — океаническая кора; *4* — континентальная кора; *5*— поверхность астеносферы (плотность астеносферы 3,22 г/см³). Цифры на разрезе —значения плотности, г/см³. Соотношение вертикального и горизонтального масштабов 4 : 1

впадинами положительных гравитационных аномалий следует рассматривать как признак того, что эффект основных внедрений перекомпенсирован влиянием осадков и, отчасти, разуплотнения в низах земной коры. Именно такое сочетание факторов характерно для оз. Байкал, и его следует ожидать и для Рейнского грабена. В зарождающихся рифтовых системах интрузии могут иметь прерывистый, апофизный характер, как это показано на примере Эфиопского грабена (Searle, Gouin, 1972).

Невыясненным остается вопрос о соотношении тектоники и магматизма для структур такого типа, как Донбасс. При расчетах аномалий силы тяжести по профилю ГСЗ Ногайск — Сватово (Красовский, 1975) крупные плотностные неоднородности в кристаллическом фундаменте под Донецким складчатым сооружением обнаружены не были. В варианте заполнения впадины породами с плотностью, которая установлена на дневной поверхности (2,78 г/см³), расчетные значения поля существенно превысили наблюденные. Это послужило основанием для предположения, что под породами карбона залегают более легкие породы девонского, а, возможно, и рифейского возраста, содержащие пласты каменной соли. Указанные выводы нуждаются в дальнейшей разработке; однако не будет неожиданным, если глубинная структура Донбасса окажется отличной от типичных рифтогенов, поскольку здесь проявляются черты, свойственные эпигеосинклинальным орогенам.

2.4.3. Орогенные области

Этот раздел начнем с рассмотрения Уральского хребта, который по форме проявления на дневной поверхности подобен «обычным» складчатым сооружениям, но в то же время имеет черты, роднящие его с рифтогенами. Главной особенностью гравитационного поля Урала является субмеридиональная положительная аномалия шириной 100—150 км, прослеживающаяся на протяжении более 2000 км. В значительной своей части она коррелируется с Тагило-Магнитогорским прогибом. Эта зона максимумов совпадает с погружением поверхности М, установленным методом ГСЗ, что указывает

на аномальный характер строения земной коры в осевой части Урала. Как известно, Тагило-Магнитогорский синклинорий и Восточно-Уральское поднятие насыщены интрузиями и эффузивами основного и ультраосновного состава, что отражается на повышении скорости прохождения сейсмических волн. Сочетание рассмотренных признаков дает основание предполагать связь осевой зоны Урала с древним внутрикоровым рифтом (Халевин, 1972).

Большой объем сейсмических и гравиметрических работ, проведенных в разных странах, сделал общепринятым вывод, что все орогенные области характеризуются утолщением земной коры — корнями гор. Максимальные их мощности отмечаются в зонах интенсивного горообразования, а минимальные — в областях слабого орогенеза. Количественные оценки мощности коры в районе гор могут расходиться. Так, для Гималаев даются величины в 55 км (Masaru, 1974) и в 70—72 км (Choudhury, 1975). Столь значительные расхождения могут быть объяснены разными представлениями о схеме компенсации, осуществляемой либо целиком за счет мощности коры, либо и вследствие разуплотнения подкорового субстрата.

В областях эпигеосинклинального горообразования хребтам, как правило, соответствуют минимумы, а впадинам — максимумы аномалий Буге, что объясняется уменьшением мощности коры за счет выклинивания гранитного слоя при переходе от хребтов к впадинам. Однако горы Крыма, Западный Кавказ, хребты Большой Балхан, Кубадаг, Копетдаг характеризуются положительными аномалиями не только в редукции Фая, но и в редукции Буге, что указывает на их аномальное строение. Природа этих аномалий имеет различное толкование, включая нарушение изостатического равновесия (Артемьев, 1975) и проявление краевого эффекта (Грачев и др., 1972). Рассмотрим интерпретацию подобных аномальных зон на примере сопоставления скоростной и плотностной моделей Горного Крыма (Бурьянов, Павленкова, 1974).

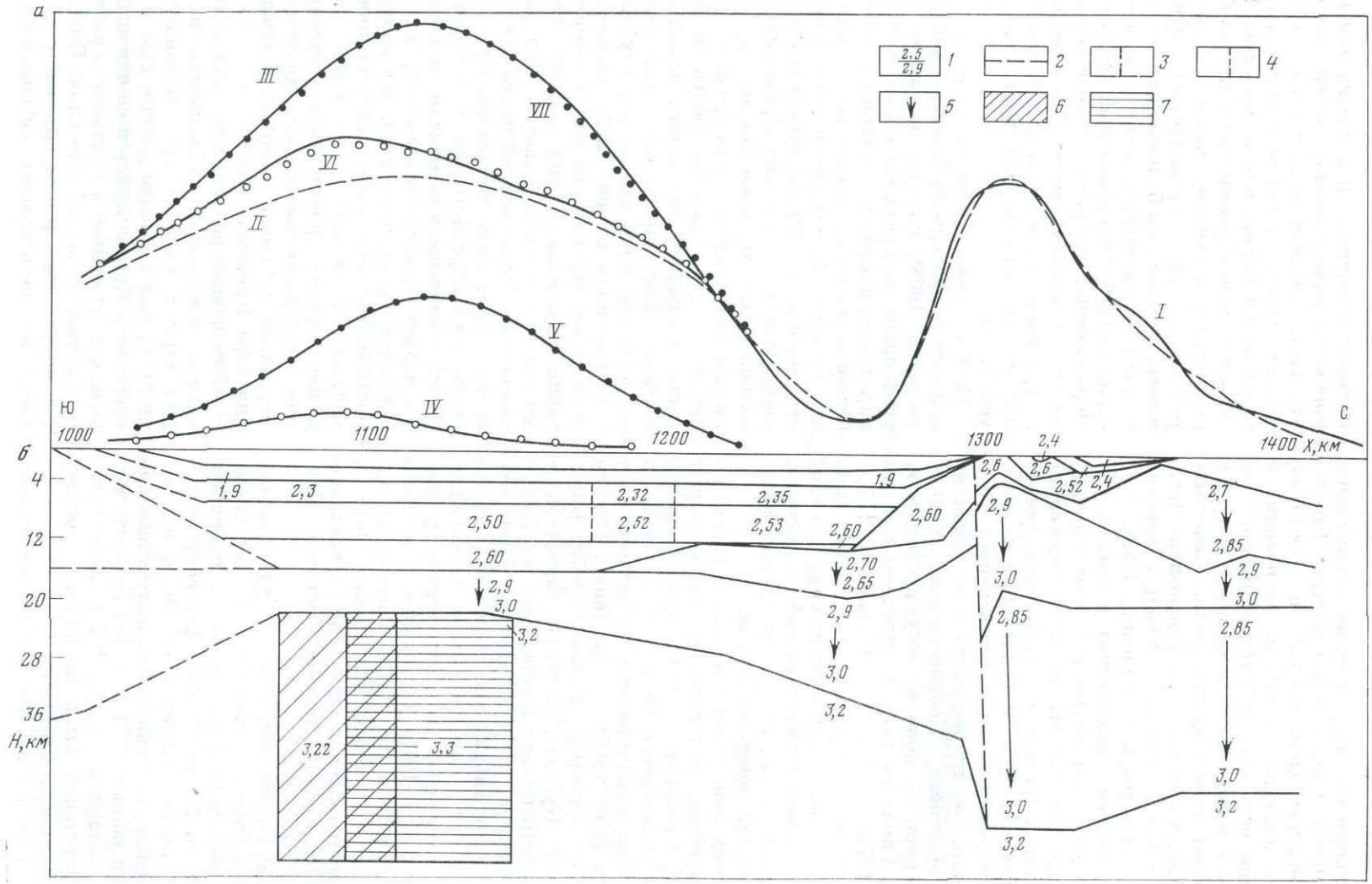
По гравиметрическим данным для Горного Крыма предложено множество разноречивых моделей (значения мощности коры, например, варьируют от 25 до 50 км). Для сокращения неоднозначности интерпретации были привлечены сведения о строении коры, полученные при пересмотре данных ГСЗ на новой методической основе (Павленкова и др., 1972). Результаты переинтерпретации были положены в основу расчета плотностной модели.

Построенная модель состоит из нескольких крупных элементов, различающихся по общей мощности коры и толщине отдельных ее слоев, что влечет значительный перепад глубин у отдельных границ и соответственно большие изменения гравитационного эффекта. В таких условиях моделирование является наиболее эффективным, поскольку малоизученные детали разреза не могут существенным образом повлиять на аномалии большой амплитуды. Определенная схематизация разреза является неизбежной (наиболее упрощенной является модель Черноморской впадины, где поле силы тяжести изучено с меньшей точностью и детальностью по сравнению с континентом); но принципиальные особенности модели коры определяются устойчиво.

Расчет гравитационного эффекта плотностной модели проводился по программе В. И. Старостенко (1968), которая позволяет учитывать трехмерное распределение масс и градиентное нарастание плотности с глубиной. Обе эти особенности имеют в данном случае принципиальное значение. Необходимость учета трехмерности объекта для Крыма очевидна, так как размеры максимума и самих Крымских гор ограничены по простиранию. Возможность же оценки влияния градиентности среды по плотности придает моделированию бо́льшую объективность, поскольку тем самым принимается во внимание факт нарастания в отдельных слоях скорости сейсмических волн с глубиной.

Приведенная на рис. 2.20 плотностная модель земной коры Крыма и прилегающих территорий в пределах ± 3 мгл соответствует наблюденному полю силы тяжести. Положительная аномалия от тела высокой плотности, которому соответствует зона повышенных (до 7,0 км/с) скоростей в ядре Крымских гор, хорошо согласуется с наблюдаемым максимумом. Естественно, что представленная модель отражает одну из возможных форм этого тела, так как в зависимости от вариаций избыточной плотности будет меняться его конфигурация, в том числе положение верхней кромки. Для уточнения решения необходимо располагать другими данными, например, о геологических особенностях строения ядра Крымских гор.

Выполненные расчеты показывают принципиальную возможность объяснения необычного для горных районов гравитационного поля, не ставя под сомнение данные ГСЗ о наличии «корней» у Крымских гор и не нарушая изостатическую уравновешенность этого района утолщенностью «базальтового» слоя. Более детальное определение формы выделенного тела зависит от последующих сейсмических работ.


а
III
VII
VI
II
V
IV
I
2,3/2,9
1
2
3
4
5
6
7
Ю
С
1000
1100
1200
1300
1400
X, км
б
4
12
20
28
36
H, км
1,9
2,3
2,50
2,60
2,32
2,52
2,35
2,53
2,60
2,70
2,65
2,9
3,0
3,2
3,22
3,3
2,6
2,4
2,52
2,7
2,85

Судя по строению гравитационного максимума, это тело протягивается на запад, захватывая область впадины Черного моря; минимальную глубину его залегания можно предполагать в западной части Крымских гор.

Существование в верхах коры Крымских гор высокоскоростного и высокоплотного тела мощностью около 15 км, под которым наблюдается относительное понижение скорости и плотности при некотором увеличении толщины коры, установлено в результате взаимодополняющего подбора плотностной и скоростной моделей. Подобное строение земной коры обнаружено ранее в Альпах: в западной части регионального минимума силы тяжести, в районе Ивреа, выделяется максимум, аналогичный Крымскому по амплитуде и величине горизонтальных градиентов (Ботт, 1974). Детальные сейсмические исследования выявили в земной коре на глубине 5—20 км тело со скоростями сейсмических волн около 7,2 км/с (скорости пород основного ряда), под которым залегает слой с аномально низкими скоростями 5,6—6,0 км/с. Полученная по сейсмическим данным модель «тела Ивреа» хорошо объясняет наблюденную аномалию силы тяжести.

Сравнение моделей земной коры Крымских гор и «тела Ивреа» показывает сходство их форм (рис. 2.21). Возможно, наличие таких тел не относится к аномальным явлениям, а, наоборот, отражает некую закономерность в развитии зоны альпийской складчатости. Подобное строение имеют, по-видимому, участки максимумов Δg на Западном Кавказе, Большом Балхане, в северной части Анд (Case e. a., 1973) и других районах.

Рис. 2.20. Наблюденная и расчетная кривые аномалий силы тяжести (а) и соответствующая им плотностная модель земной коры Крыма и Черного моря (б) (Бурьянов, Павленкова, 1974)

I — кривая наблюденного поля силы тяжести по основному расчетному профилю; *II* — расчетная кривая для данной модели без аномального тела в мантии; *III* — наблюденная кривая по расчетному профилю в восточной части Черного моря; *IV* — гравитационный эффект аномального тела в мантии с плотностью 3,22 г/см³; *V* — то же, для соответствующего тела в мантии с плотностью 3,3 г/см³; *VI* — суммарная кривая для *IV* и *II*; *VII* — то же, для *V* и *II*.

1 — границы, разделяющие слои с различной плотностью, конфигурация которых известна по данным геологии или ГСЗ, цифры — плотность, г/см³; *2* — предполагаемые плотностные границы; *3* — вертикальная граница скачка плотности, соответствующая основному глубинному разлому Горного Крыма; *4* — вертикальные границы, разделяющие осадочные слои на условные блоки с разной плотностью; *5* — направление и величина изменения плотности в слоях (линейное нарастание между границами); *6* — аномальное тело в мантии с плотностью 3,22 г/см³ (для соответствия расчетного поля наблюденному по основному профилю); *7* — то же, с плотностью 3,3 г/см³ (для объяснения максимума по восточному профилю)

Описание материковых структур представляется уместным заключить обзорным разрезом через территорию Канады (рис. 2.22), по которому строение земной коры и верхней мантии согласовано с наблюденным полем силы тяжести и с сейсмическими данными (Jacoby, 1973).

2.4.4. Переходные зоны, глубоководные желоба и островные дуги

Как известно, ограничения материков подразделяются на два основных типа — атлантический и тихоокеанский. Общая закономерность обоих типов перехода состоит в замене мощной коры континентального типа океанической корой, в связи с чем имеет место резкое возрастание значений поля силы тяжести в редукции Буге над акваториями (см. рис. 2.22).

Переходные зоны от континентов к океанам изучены гравиметрией достаточно хорошо (Уорзел, 1969; Окраины континентов..., 1970; Грачев и др., 1972). На основании этих исследований сделан вывод, что в переходных зонах атлантического типа мощность коры резко сокращается с 25—30 км под шельфами до 10—15 км в океанах и изменяется ее состав: в пределах континентального склона почти полностью выклинивается «гранитный» слой, меняются мощности и соотношения осадочного и «базальтового» слоев. Кроме того, в переходных зонах обнаруживается латеральное изменение плотности верхней мантии.

Для переходных зон тихоокеанского типа при наличии краевого желоба характерна глубокая гравитационная депрессия в редукции Фая, минимум которой приурочен к оси желоба. Примером может служить широко известная (Окраины континентов..., 1970) Перу-Чилийская аномалия: резкой подъем аномальной кривой у бровки континентального склона сменяется новым глубоким минимумом (в редукции Буге) над прибрежным горным сооружением Анд. Особенности этой аномалии в районе желоба объяснялись либо утонением земной коры при однородной верхней мантии, либо уплотнением мантии вблизи оси желоба при нормальной коре. Оба эти варианта несколько противоречат данным сейсморазведки преломленными волнами, в результате которой не обнаружено аномалий в строении коры и верхней мантии в районе Перу-Чилийского желоба. В связи с этим делаются попытки объяснить строение поля силы тяжести с позиций поддвигания литосферы под Южноамериканский континент, приписывая погружающейся части плиты переменную плотность — от +0,28 г/см³ на глу-

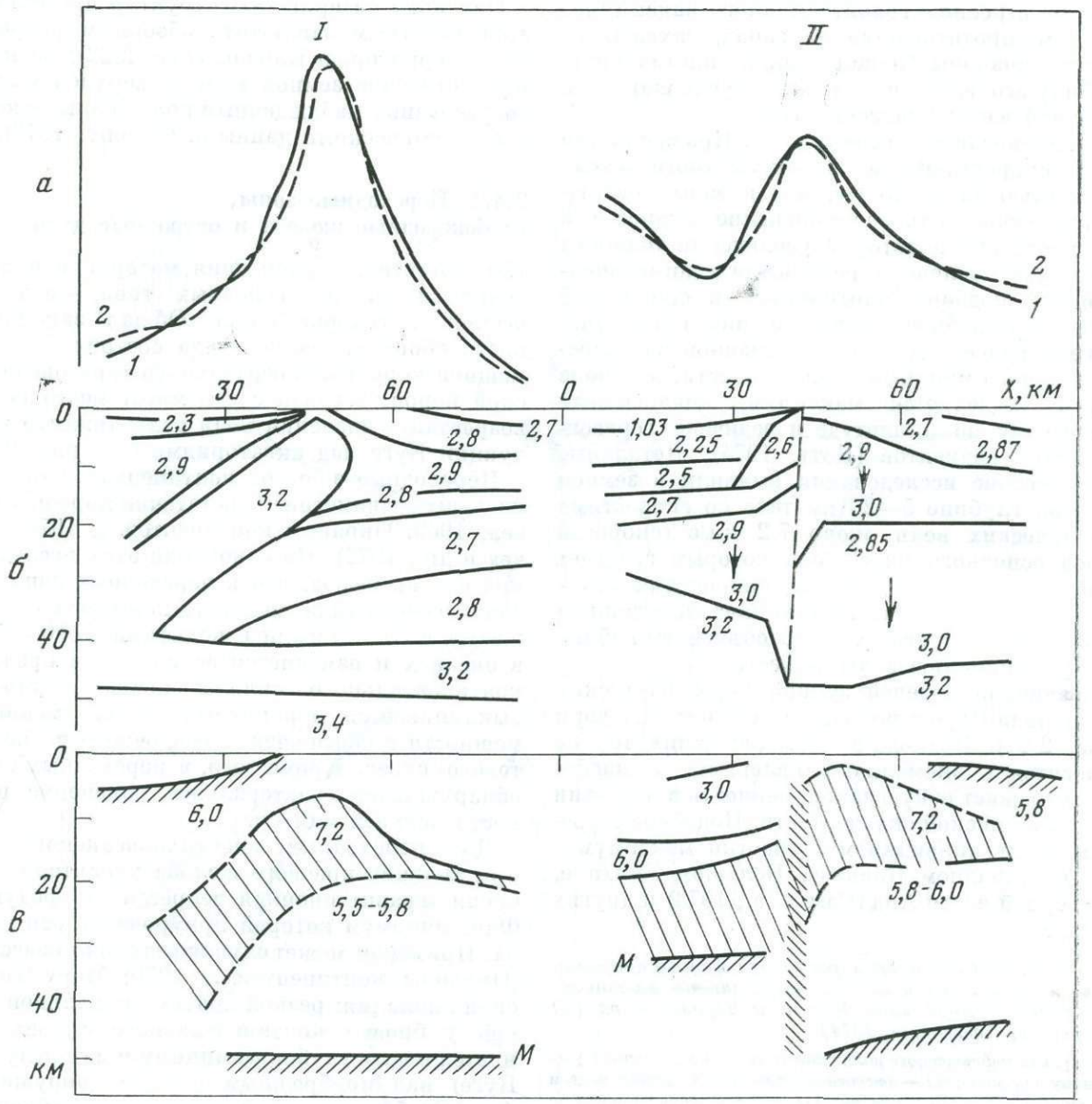


Рис. 2.21. Сопоставление плотностных и скоростных моделей земной коры района Иврея в Западных Альпах (I) и Горного Крыма (II) (Бурьянов, Павленкова, 1974)

а — наблюденные (*1*) и расчетные (*2*) кривые силы тяжести для соответствующих плотностных моделей; *б* — плотностные модели; *в* — сейсмические разрезы (цифры — значения V_P, км/с); заштрихованы зоны повышенных скоростей

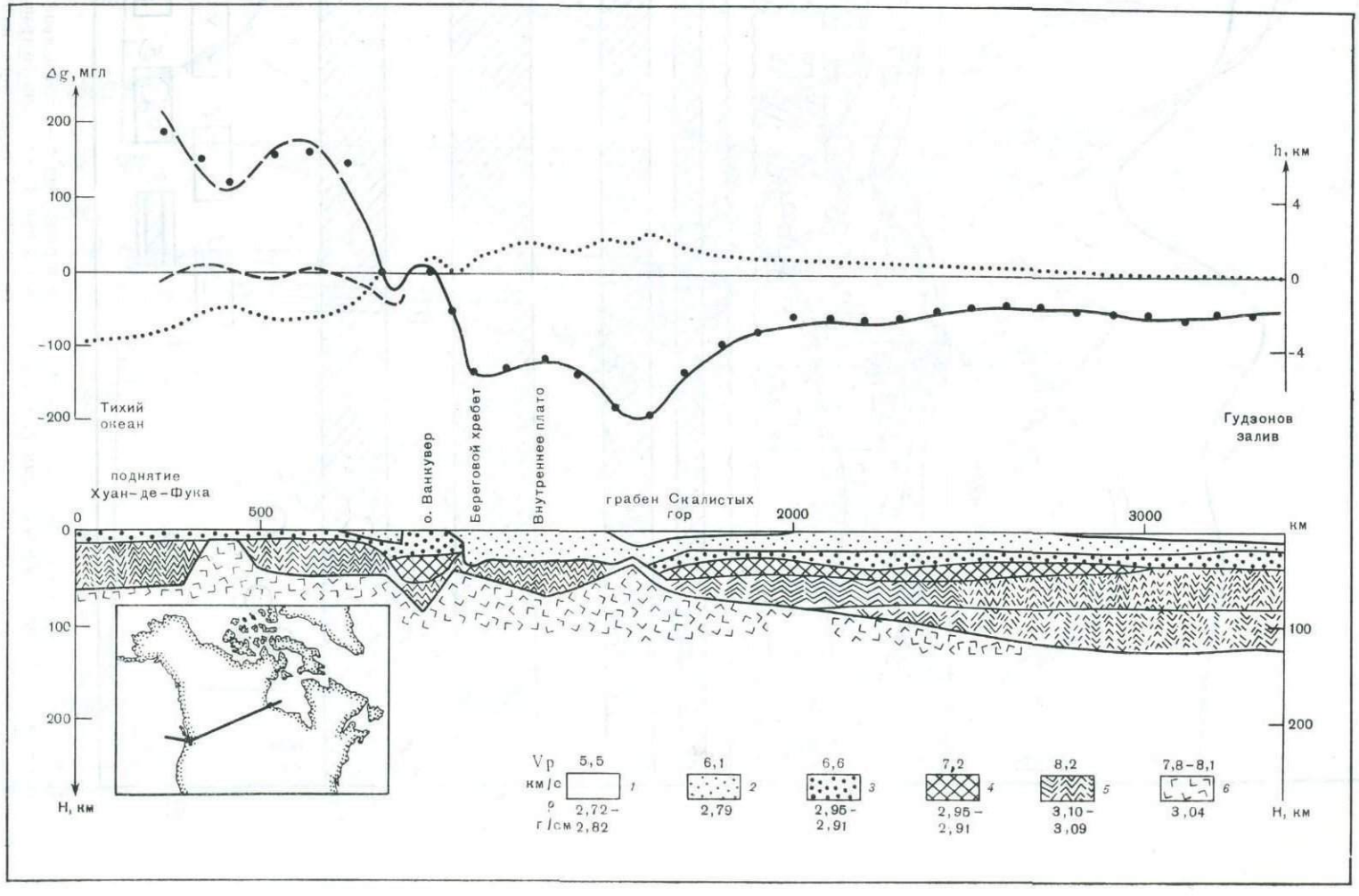
бинах 30—80 км до +0,05 г/см³ на глубине более 150 км (Grow, Bowin, 1975).

Второй подтип тихоокеанской переходной зоны — сочетание глубоководных желобов с островными дугами — представляют Курилы. На рис. 2.23 изображены графики аномалий Буге Δg_B и изостатических аномалий $\Delta g_{из}$ вкрест простирания Курильской гряды. Относительный максимум Δg_B наблюдается над островом Итуруп, минимум—над западным склоном Курильского желоба, что объясняется сдвигом утолщения земной коры (мощностью до 35 км) в сторону желоба. В изостатической редукции остров отражается максимумом, а желоб — минимумом.

Сходный характер поля силы тяжести наблюдается над Японской островной дугой, однако сопутствующий ей желоб в гравитационном поле почти не отражается. Мощность земной

Рис. 2.22. Сейсмогравиметрический профиль Гудзонов залив — Тихий океан (Jacoby, 1973)

На графиках: сплошная линия — аномалии Буге, наблюденные; точки—то же, расчетные; штриховая линия — аномалии в свободном воздухе; пунктир—высоты (глубины) поверхности литосферы. На разрезе — скорости продольных сейсмических волн V_P, определенные по преломленным волнам и по дисперсии волн Релея, и плотности ρ (первое число — определенные подбором наблюденного поля, второе—рассчитанные при условии компенсации нагрузок на глубине 120 км, одно число—в случае их совпадения): *1—4*— для земной коры; *5, 6*— для верхней мантии



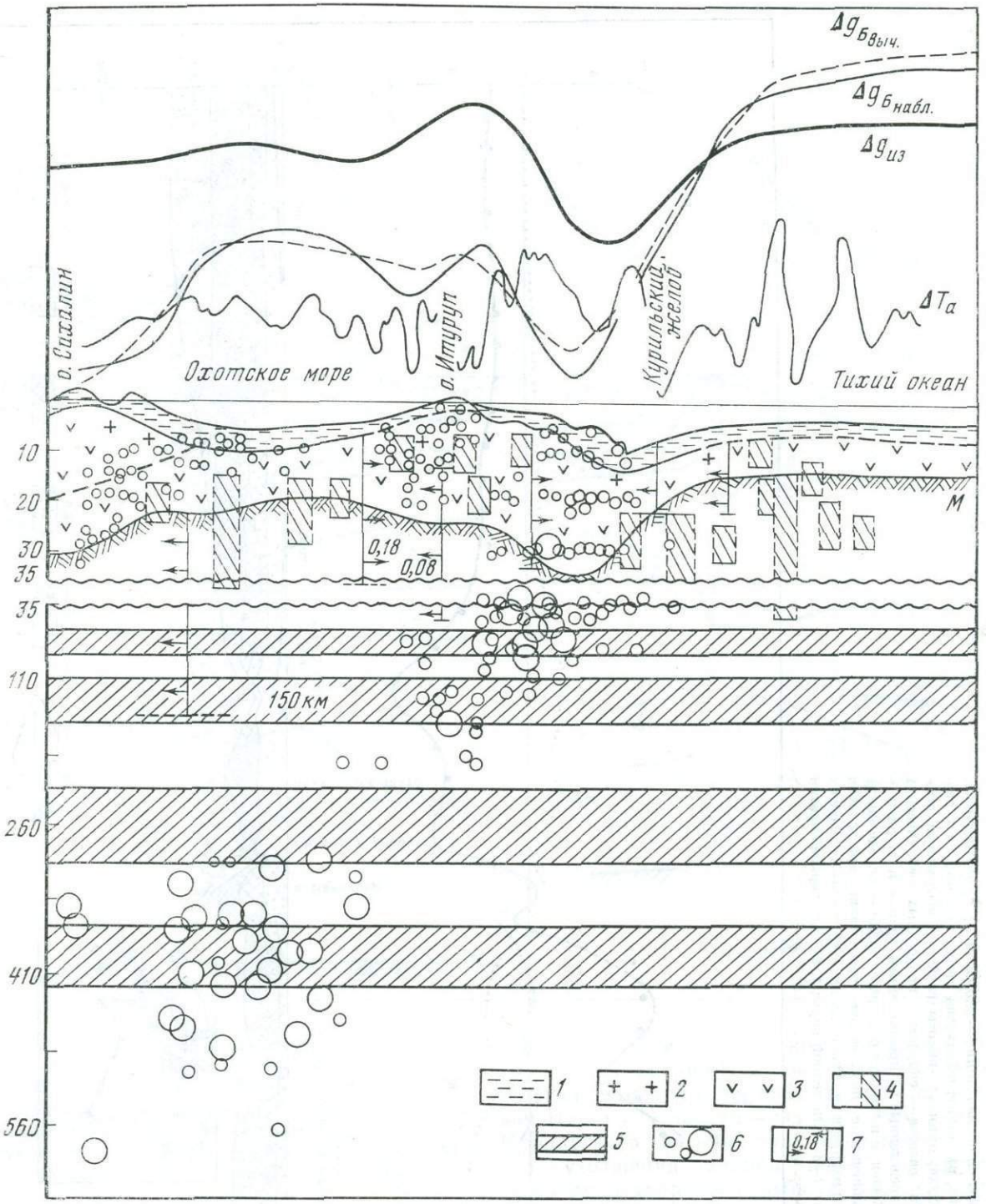


Рис. 2.23. Разрез земной коры и мантии по профилю о-в Сахалин — о-в Итуруп — Тихий океан (Гайнанов, Исаев и др., 1972)

1 — осадочные слои; *2* — «гранитный» слой; *3* — «базальтовый» слой; *4* — магнитовозмущающие тела (поперечные размеры не в масштабе); *5* — астеносферные слои; *6* — гипоцентры землетрясений; *7* — разломы по гравиметрическим данным (стрелки указывают направление разуплотнения, цифры — скачок плотностей)

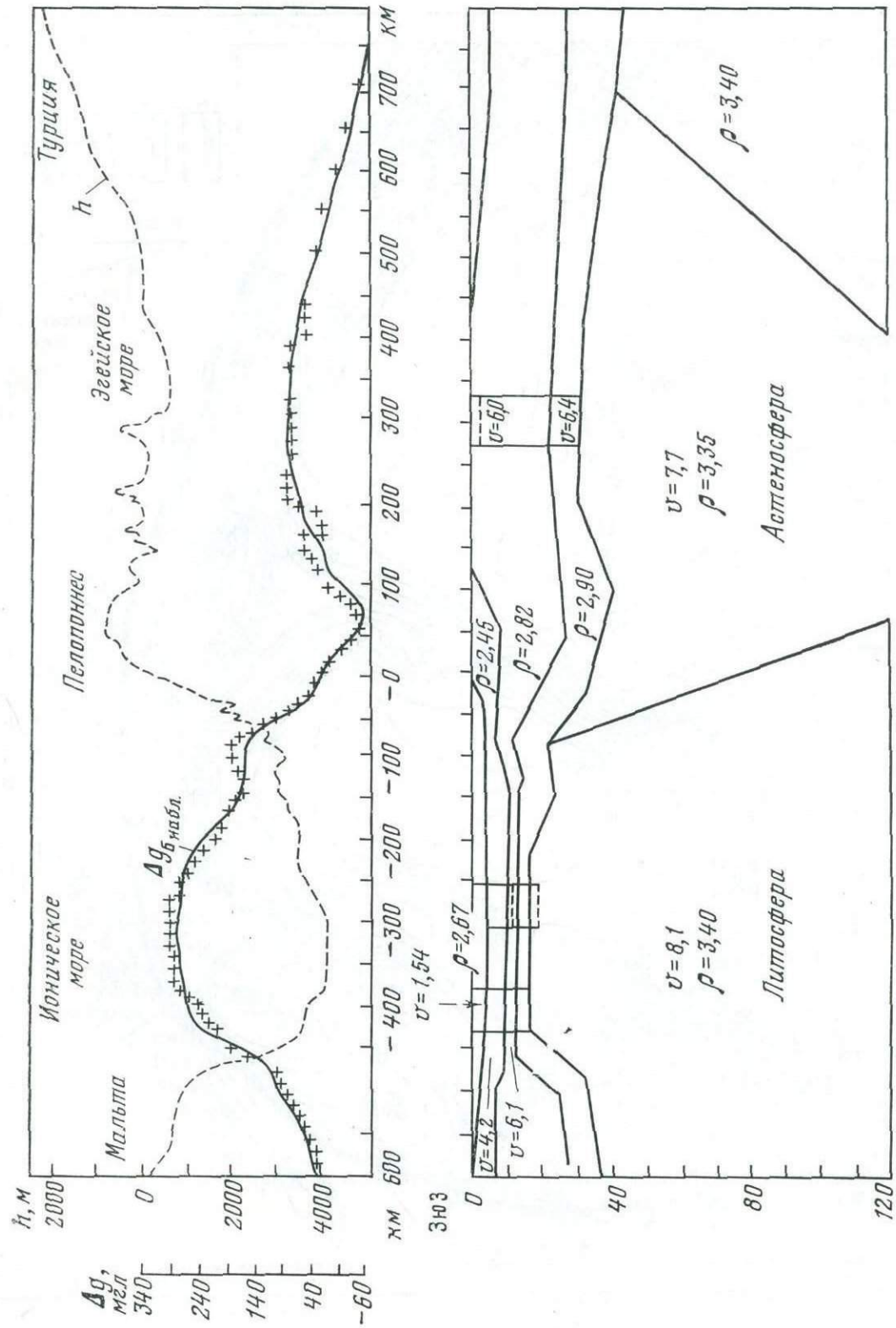
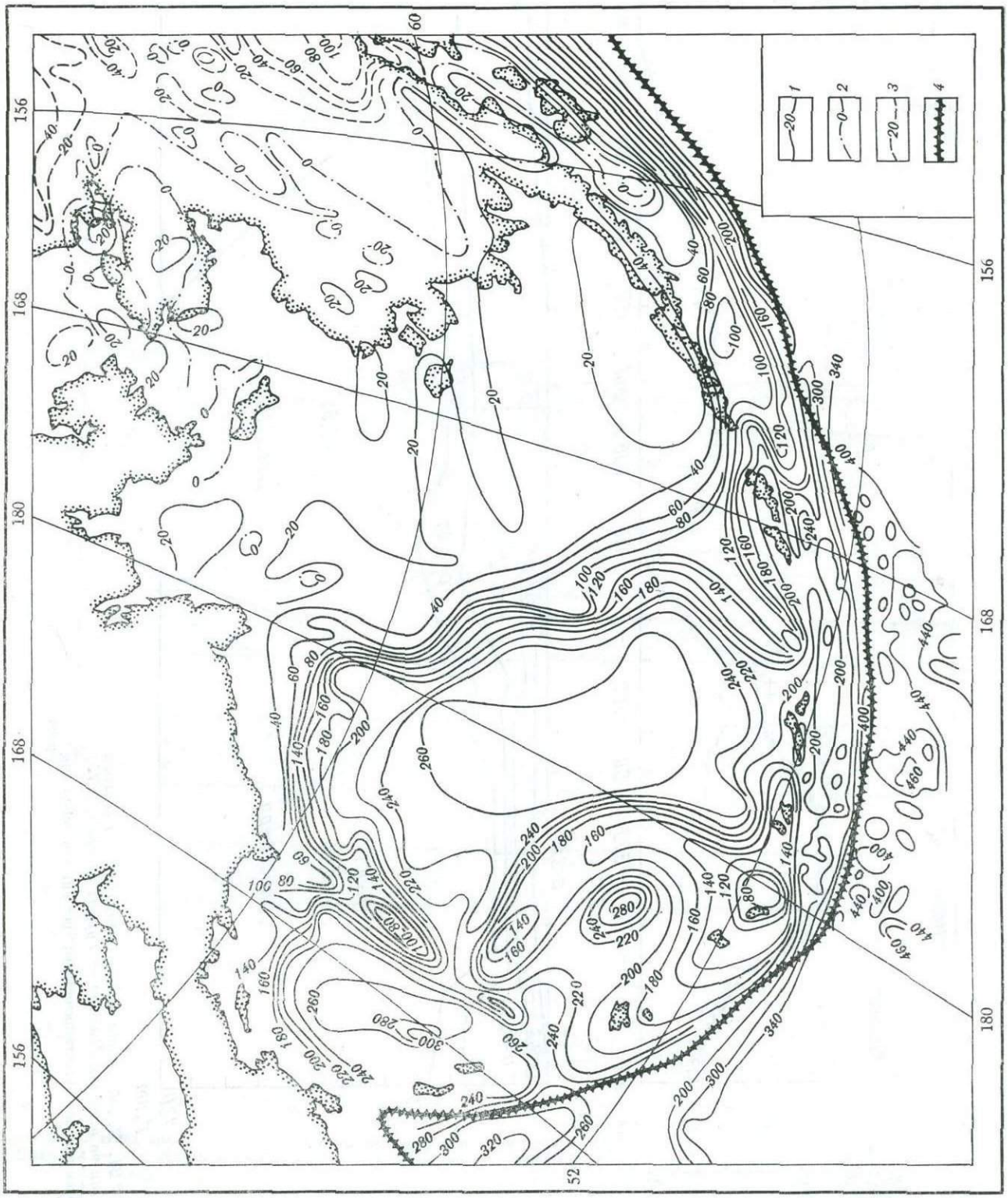


Рис. 2.24. Плотностная модель земной коры и верхней мантии по профилю Мальта — Турция (Makris, 1975)

h—положение поверхности литосферы; крестики—значения $\Delta g_{Б\,расч.}$


1
2
3
4
60
156
168
180
52

коры в районе о-ва Хонсю оценивается в 30 км, увеличивается она относительно котловины Японского моря как за счет «гранитного», так и «базальтового» слоев. При подборе аномалии Буге под островной дугой выявлено разуплотнение в 0,1 г/см³ относительно средней плотности, равной 3,3 г/см³, которое коррелируется с пониженной скоростью продольных волн (7,75 км/с); под Японским желобом и далее в западной котловине Тихого океана отмечается некоторое повышение плотности — на 0,03—0,05 г/см³. Повышение плотности на 0,1—0,2 г/см³ коррелируется с верхними частями сейсмофокальных зон (Туезов, 1974).

Аномалии внешних склонов желобов подверглись специальному изучению (Watts, Talwani, 1974), в результате чего было установлено, что эти аномалии, называемые внешним гравитационным максимумом, систематически прослеживаются мористее Алеутского, Курильского, Японского, Бонинского, Филиппинского желобов; их также можно предположить у желобов Явы и Суматры, Тонга — Кермадек, Перу-Чилийского и у желобов Центрально-Американских островных дуг. Внешний гравитационный максимум имеет ширину порядка 600 км, амплитуду 50—60 мгл; он объясняется изгибом литосферной плиты, вызывающим подъем морского дна на несколько сотен метров на океаническом борту желоба.

Относительно природы аномалий силы тяжести над структурами островных дуг и желобов сколько-нибудь обоснованных данных не получено. Попытка расчета параметров аномальных тел показала, что сочетанием дефекта масс с $\Delta\sigma = -0{,}2$ г/см³ на глубине порядка 50 км и уплотнения с $\Delta\sigma = +0{,}1$ г/см³ на глубинах 100—250 км можно объяснить типичную гравитационную аномалию амплитудой 50—70 мгл. Но над островными дугами встречаются аномалии до 200 мгл; для их объяснения требуется соответствующие перепады плотностей увеличить в 3 раза, что кажется маловероятным для условий верхних частей литосферы (Физика Земли, 1974). Предположение о том, что аномалии над островными дугами обусловлены субдукцией литосферной плиты (Kogan, 1975), опровергается расчетами, согласно которым гравитационный эффект опускающейся части плиты несуществен и, кроме того, имеет радиус корреляции намного больший, чем наблюдается в действительности; в связи с этим гравитационные аномалии островных дуг предлагается объяснять не особенностями геологического разреза, а процессами сдавливания силой в несколько килобар (Watts, Talwani, 1974).

Рис. 2.25. Аномалии Буге на акватории Берингова моря; σ = 2,67 г/см³, международная нормальная формула 1930 г. (Павлов, Строев, 1975)

Изоаномалы: *1* — положительные, *2* — нулевые, *3* — отрицательные; *4* — ось глубоководного желоба

2.4.5. Окраинные и внутренние моря

Окраинные моря подстилаются корой субокеанического типа, поэтому поле силы тяжести над ними в редукции Буге характеризуется повышенными значениями (см. рис. 2.23) по сравнению с полем над континентом и островными дугами. Неоднородности поля, выявленные над Охотским морем, свидетельствуют о наличии в его пределах разновозрастных образований. Простирания аномалий в северной части моря достаточно отчетливо подразделяются на широтные и меридиональные. Это, вероятно, обусловлено тем, что здесь на гравитационное поле оказывают влияние как более древние структуры, протягивающиеся с материка и имеющие преимущественно меридиональное простирание, так и более молодые образования, находящие отражение в рельефе дна и ориентированные преимущественно в широтном и субширотном направлениях. В центральной части моря наблюдаются локальные аномалии широтного простирания, близкого к простиранию подводных возвышенностей. Таким образом, здесь гравитационное поле отражает вероятное затухание, погружение или более интенсивную переработку древних образований в процессе последующего геологического развития. Локальные аномалии в южной части моря приурочены к окраине глубоководной Курильской котловины и расположены перпендикулярно ее контуру. Вероятно, они связаны с мелкими структурными формами, затухающими в пределах самой впадины и, как показывают ориентировочные расчеты, не выходящими за пределы земной коры (Павлов и др., 1972).

Неоднородность строения характерна не только для земной коры окраинных и внутренних морей, но и для нижних частей литосферы. Так, расчетная модель Черного моря обнаружила значительный дефицит масс по сравнению с типичным разрезом коры, выражаемый величиной порядка 50 мгл (см. рис. 2.20). Это свидетельствует об уплотнении мантии в осевой части моря с $\Delta\sigma = 0{,}1 \div 0{,}2$ г/см³ при различной ширине зоны повышенной плотности. Модель с уплотнением мантии в центре моря хорошо согласуется с данными о граничных скоростях вдоль поверхности М, которые увеличи-

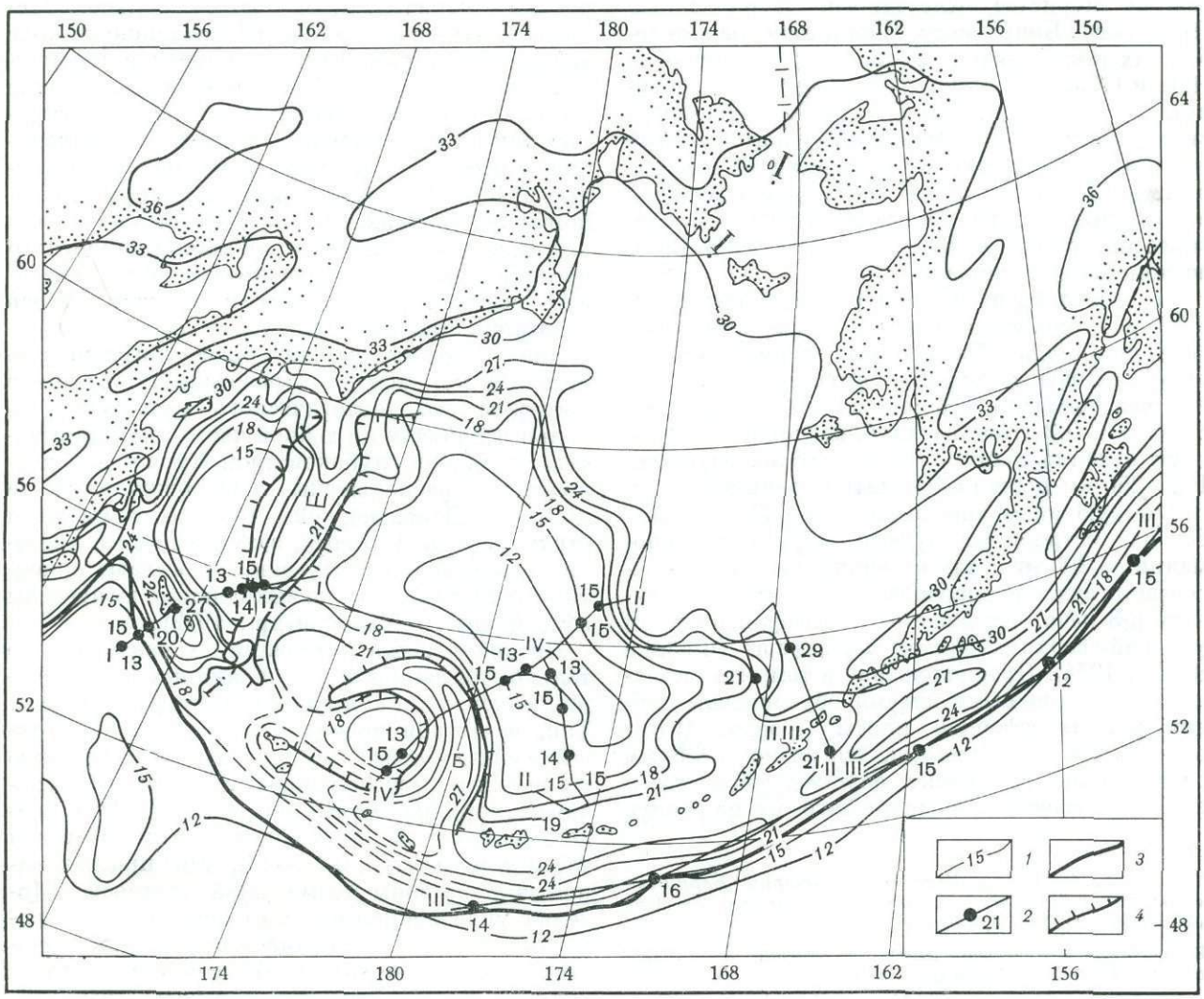
ваются от 8,0 до 8,2 км/с по направлению к внутренним частям Черного моря (Бурьянов, Павленкова, 1974).

Обширные латеральные изменения плотности земной коры и верхней мантии обнаружены при расчете плотностной модели по профилю Мальта — Турция (рис. 2.24). В соответствии с этими расчетами, опирающимися на данные сейсморазведки, под Эгейским морем намечается подъем вещества астеносферы в литосферу — «литотермальное перо». Однако это перо, движением которого вверх объясняется современная тектоническая активность Греции, обеспечивает только около 100 мгл из перепада в 450 мгл между Грецией и глубоким Ионическим бассейном. Остальная часть должна быть объяснена влиянием осадков, а также существенным утонением коры Ионического моря, которая, по-видимому, принадлежит к субокеаническому типу (Makris, 1975).

Впадины морского дна с утоненной корой довольно характерны для акваторий внутренних и окраинных морей. Строение таких геоструктур рассмотрим на примере Берингова моря, где расчет мощности земной коры выполнен по аномалиям Буге (Павлов, Строев, 1975). Максимальные значения аномалий Буге в пределах Берингова моря приурочены к глубоководным котловинам — Алеутской, Командорской и

Рис. 2.26. Схема глубины залегания подошвы земной коры в Беринговом море и на прилегающих участках суши (Павлов, Строев, 1975)

1 — изолинии глубин подошвы земной коры, км; *2* — профили ГСЗ и определения глубины поверхности М, км; *3* — ось глубоководного желоба; *4* — контуры подводных возвышенностей (Ш — Ширшова, Б — Бауэрса)



Бауэрс, где они превышают 200—300 мгл (рис. 2.25).

Для определения глубины залегания подошвы земной коры использовались значения аномалий Буге, осредненные по квадратам 1 × 1°, в которых влияние локальных внутрикоровых плотностных неоднородностей снивелировано. Вычисления выполнялись по формуле отклонений глубины залегания подошвы коры от «нормальной», пропорциональных величине аномалий Буге. Разность плотности на границе кора — мантия принята равной 0,4 г/см³. Результаты расчетов представлены в виде схемы рельефа указанной границы (рис. 2.26). Из схемы видно, что глубоководные котловины Берингова моря отличаются минимальными глубинами до мантии — Командорская и Бауэрс около 15 км (по сейсмическим данным 13 км), а Алеутская до 12 км, что соответствует мощности коры 11 и 8 км. В Алеутской котловине выделяется локальное утолщение коры размером 200 × (50—75) км, природа которого еще не ясна. При переходе от глубоководных котловин к шельфу Берингова моря и Азиатскому континенту подошва коры погружается под углами 30—40° до глубины 27—33 км (Павлов, Строев, 1975).

2.4.6. Глубоководные котловины

Глубоководные котловины океанов также отличаются высокими значениями аномалий Буге (до +450 мгл) и спокойными, близкими к нулю аномалиями Фая. Мощность коры в их пределах оценивается в 6—8 км. Отмечается зависимость величин аномалий Буге от глубины котловин: при $h = 6500$ м и более $\Delta g_Б$ достигает +420 мгл (Канарская и Северо-Американская котловины); при глубинах до 5000 м $\Delta g_Б$ составляет + (340 — 370) мгл (Иберийская, Западно-Европейская, Бразильская котловины); несколько пониженными значениями отражается Гвианская котловина: +(280—320) мгл (Гайнанов, Корякин, 1975). По-видимому, более высокая интенсивность аномалий Буге для океанических котловин связана не только с их бóльшими размерами по сравнению с котловинами окраинных и внутренних морей, но и отчасти с относительно меньшей мощностью коры.

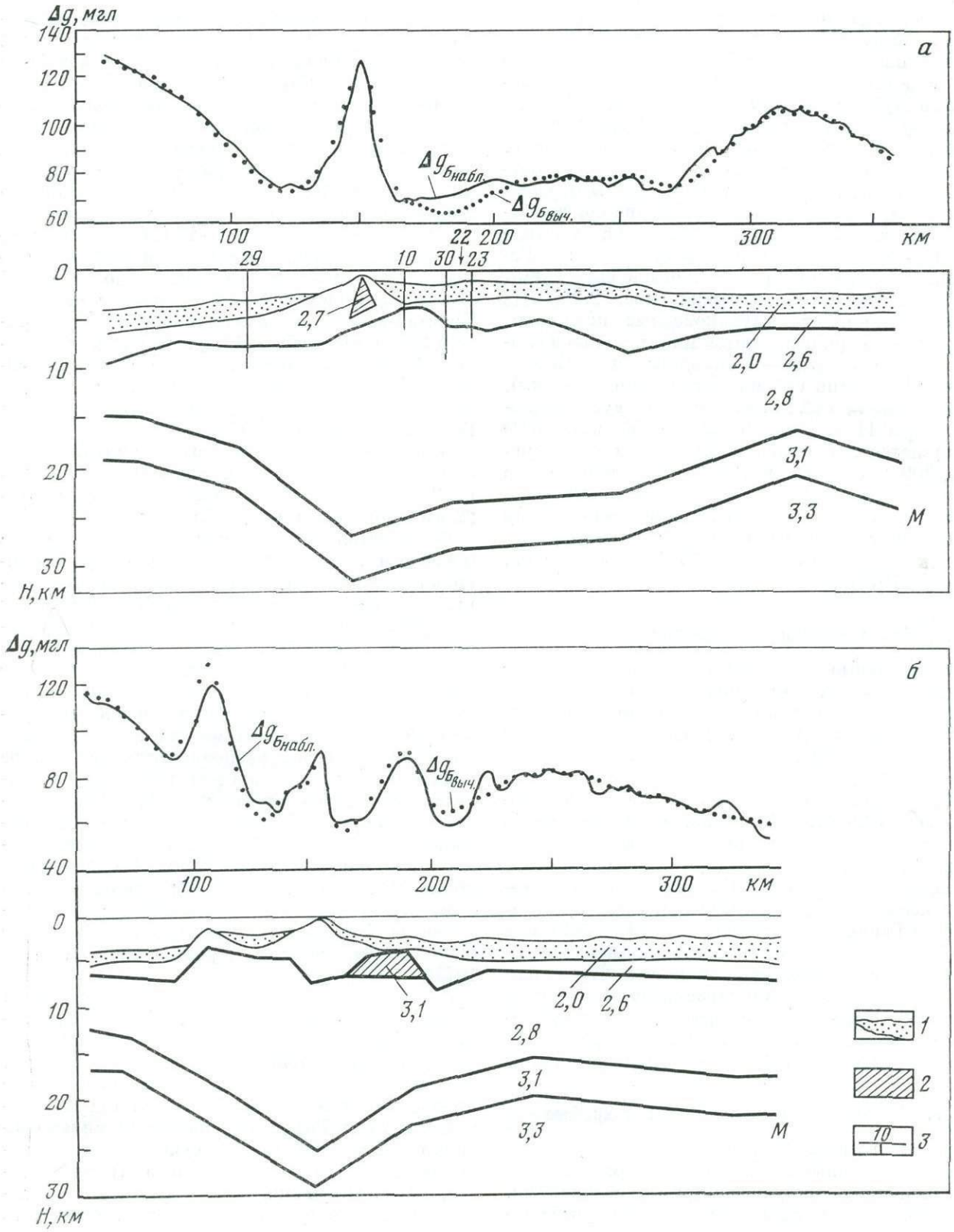
2.4.7. Подводные возвышенности и хребты

Подводные поднятия, как правило, отличаются пониженными значениями аномалий Буге по сравнению с окружающими их котловинами. В аномалиях в свободном воздухе глыбовые поднятия и возвышенности отмечаются небольшими положительными значениями; например, над возвышенностью Шатского +40 мгл (аномалия Буге +170 мгл). Сводовые поднятия, вулканические хребты, подводные цепи характеризуются интенсивными аномалиями Фая: над Гавайской цепью — более +200 мгл ($\Delta g_Б$ до 200 мгл), над Императорскими горами — до +140 мгл ($\Delta g_Б$ 200 мгл.). Для Атлантики типичны субширотные и широтные понижения поля в редукции Буге до +100 мгл, пересекающие океан в районе Исландии, в районе Азорских островов — от Гибралтара до Большой Ньюфаундлендской банки, в районе островов Тристан-да-Кунья, возвышенности Рио-Гранде и Китового хребта. На вулканических островах Мадера, Канарских, Зеленого мыса аномалии Буге превышают + (200 — 250) мгл, на Бермудах +300 мгл (Гайнанов и др., 1974; Гайнанов, Корякин, 1975).

Для океанических сводовых поднятий и вулканических хребтов мощность коры оценивается в 12—18 км, для глыбовых поднятий в 20—22 км (Гайнанов и др., 1975).

Более детальное изучение подводных хребтов показывает, что они могут быть построены довольно сложно. Так, хребет Авес, расположенный между Венесуэльской котловиной и желобом Гренада, имеет в поперечном сечении двугорбую форму, которая, однако, выдерживается не на всем протяжении (рис. 2.27). Локальные максимумы поля силы тяжести объясняются формой рельефа поверхности консолидированной коры и внедрениями масс повышенной плотности, которые располагаются как в ядре поднятия, так и в стороне от него и различаются по избыточной плотности: +0,1 г/см³ в первом случае и +0,5 г/см³ во втором. Общий недостаток масс под хребтом объясняется наличием корня мощностью до 25 км. На основании количественного анализа поля силы тяжести с использованием данных сейсморазведки и геологии хребет Авес рассматривается как ныне погруженная древняя островная дуга (Kearey, 1974).

Подбор модели строения и физических свойств литосферы и астеносферы, удовлетворяющих наблюденному гравитационному полю в районе цепи Гавайи — Императорские горы, дает основание полагать, что их погружение произошло за счет прогибания литосферы центральной части Тихого океана под влиянием собственной нагрузки гор без существенных изменений свойств мантии под цепью (Watts, Cochran, 1974). По мнению авторов этой точки зрения, подобным механизмом следует объяснять


Δg, мгл
140
120
100
80
60
а
Δg Бнабл.
Δg Бвыч.
100
22 200
300
км
29
10
30
23
0
2,7
2,0
2,6
2,8
10
3,1
20
3,3
M
30
H, км
Δg, мгл
120
б
Δg Бнабл.
Δg Бвыч.
80
40
100
200
300
км
0
3,1
2,0
2,6
10
2,8
3,1
20
3,3
M
30
H, км
1
2
10
3

отрицательные аномалии в районе других океанических поднятий, в частности, над Галапагосской платформой (Discussion..., 1974).

Над срединно-океаническими хребтами наблюдается обычно небольшое относительное увеличение амплитуды аномалий Фая и региональное уменьшение аномалий Буге. Такая картина распределения аномалий силы тяжести объясняется разуплотнением вещества верхней мантии в осевой части хребтов. Понижение скорости упругих волн и плотности в верхах мантии под центральными рифтовыми долинами срединно-океанических хребтов является одним из самых характерных признаков этого типа геоструктур (Пузырев и др., 1975; Буданов и др., 1975). Однако строение оснований срединно-океанических хребтов нельзя считать установленным однозначно. Еще Тальвани с соавторами предлагал три варианта строения земной коры и верхней мантии Срединно-Атлантического хребта, удовлетворяющих данным сейсморазведки и наблюденной аномалии силы тяжести в редукции Буге. Область разуплотнения они рассматривали как крупное тело, непосредственно подстилающее надбазальтовый слой коры (фундамент) и состоящее из материала мантии ($\sigma = 3{,}40$ г/см^3), который перешел в высокотемпературную фазу с плотностью около 3,15 г/см^3. Позднее та же аномалия была объяснена с противоположных позиций, а именно, проникновением в ослабленную зону магматических пород плотностью 3,29—3,35 г/см^3 из горизонтально вытянутого очага фазового перехода, имеющего плотность 3,15 г/см^3 (Гутерман и др., 1971).

Простирание области разуплотнения на глубину однозначно не оценивается. Так, согласно расчетам поля по разрезу вкрест Срединно-Атлантического хребта в экваториальной части зона пониженной плотности распространяется вглубь на 30 км. По другим оценкам предполагается разуплотнение в осевой части океана на глубину до 150—200 км при $\Delta\sigma = -0{,}05$ г/см^3 (Гайнанов, Корякин, 1975).

В заключение рассмотрим материалы, дающие общее представление о характере гравитационного поля над океанами, о взаимоотношении структур океанического дна между собой и о связи их с неоднородностями верхней мантии. На рис. 2.28 приводится профиль, пересекающий Атлантический океан в северной части. Поле силы тяжести в редукции Фая и Буге обнаруживает дифференциацию, свидетельствующую о сложном строении плотностного разреза. Локальные аномалии выделяются на фоне изменения поля больших радиусов корреляции. Повышения регионального поля к востоку от срединно-океанического хребта интерпретируются как увеличение плотности верхней мантии непосредственно под поверхностью М на 0,1 г/см^3 по сравнению с западной частью океана. Региональное понижение аномалий Буге к оси хребта на 100—200 мгл объясняется разуплотнением мантии на 0,20 ÷ 0,25 г/см^3. Локальные аномалии амплитудой 30—50 мгл и радиусом корреляции 40—80 км связываются с блоковой неоднородностью коры (Гайнанов, Мелихов, Полякова, 1972).

Разрез земной коры и верхней мантии центральной части Тихого океана по данным гравиметрии приведен на рис. 2.29. Вследствие меньшей изученности геофизическими методами Тихого океана он выглядит более схематичным, однако характер гравитационного поля не оставляет сомнения в том, что земная кора Тихого океана также имеет сложное блоковое строение.

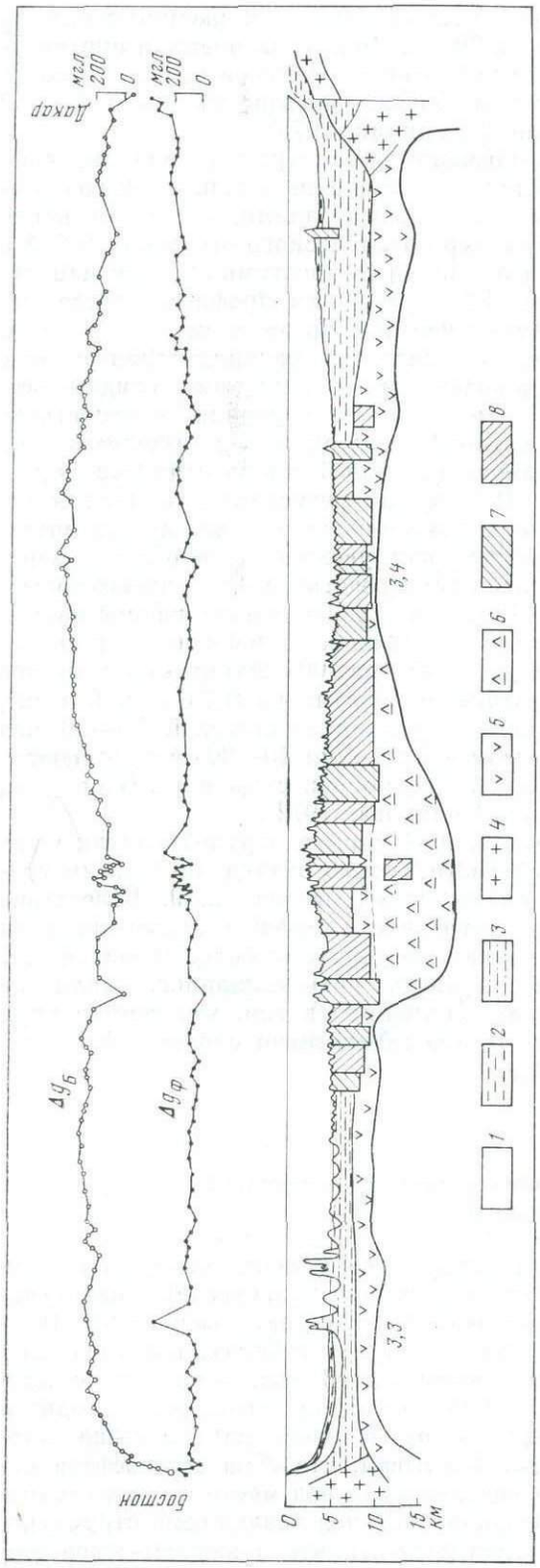
2.5. О дальнейшем направлении гравиметрических исследований при изучении тектоносферы Земли

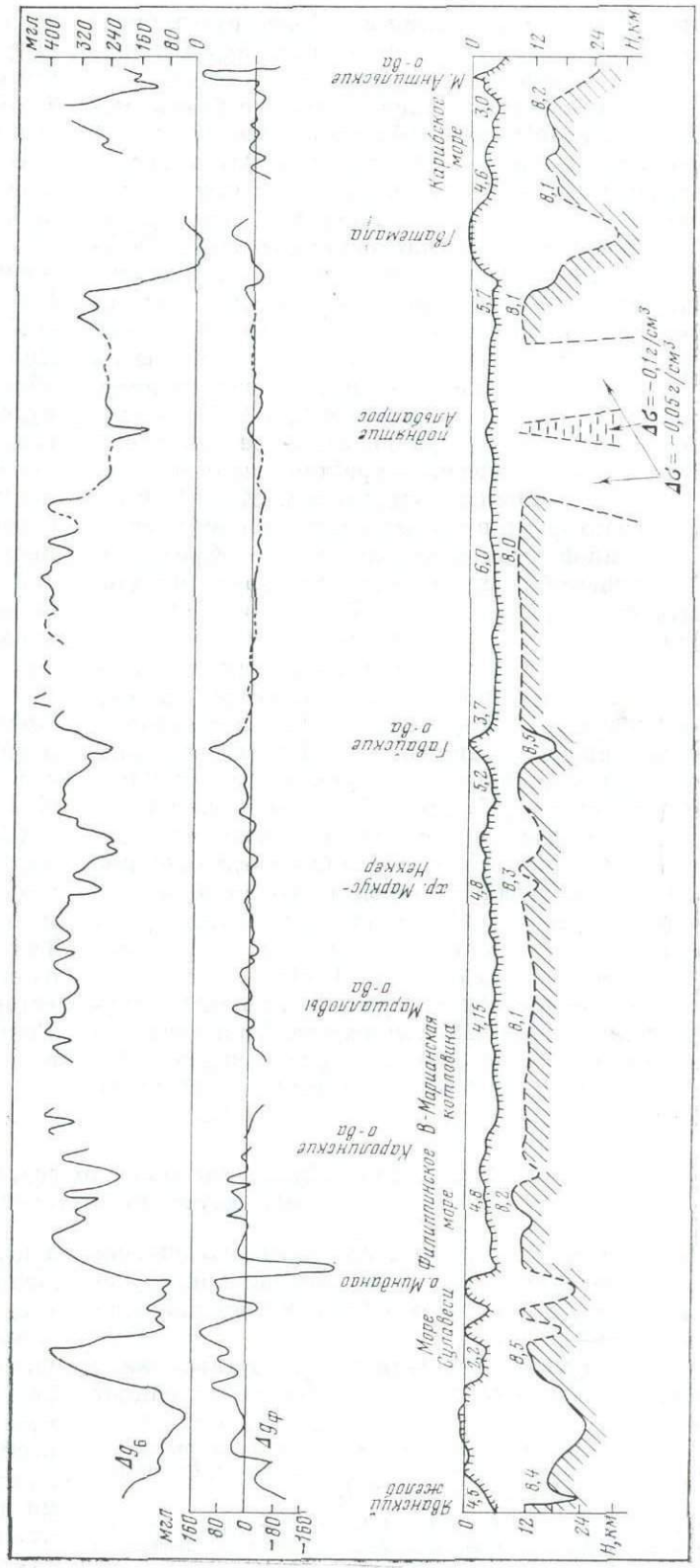
Подводя итоги анализа современного уровня использования данных гравиметрии при изучении земной коры и верхней мантии, нужно отметить следующее.

Стало более обоснованным представление о том, за счет чего литосфера Земли сохраняет в целом постоянство момента количества движения (изостатическое равновесие). Можно считать доказанным, что уравновешивание литосферы происходит на глубинах, превышающих мощность коры в 2—3 раза,— на уровне астеносферы. При этом значительная роль отводится неоднородностям верхней мантии выше астеносферы. Учитывая, что сама астеносфера является неодинаковой под материками и океанами и неоднородной под различными структурами, следует полагать, что в каждом отдельном случае постоянство момента количества дви-

Рис. 2.27. Интерпретация аномалий силы тяжести в редукции Буге над подводным хребтом Авес, Восточно-Карибский бассейн (Kearey, 1974)

а — вдоль 15°30′ N; *б* — вдоль 14°10′ N; *1* — осадочный слой; *2* — локальные уплотнения; *3* — пересечения с профилями МПВ; цифры на разрезе — плотности, г/см^3


Дакар
мгл
200
0
Бостон
$\Delta g_б$
$\Delta g_ф$
3,3
3,4
0
5
10
15
км
1
2
3
4
5
6
7
8


мгл
400
320
240
160
80
0
-80
-160
$\Delta g_б$
$\Delta g_ф$
Яванский желоб
Море Сулавеси
о. Минданао
Филиппинское море
Каролинские о-ва
В-Марианская котловина
Маршалловы о-ва
хр. Маркус-Неккер
Гавайские о-ва
поднятие Альбатрос
Гватемала
Карибское море
М. Антильские о-ва
$\Delta\sigma = -0{,}1$ г/см^3
$\Delta\sigma = -0{,}05$ г/см^3
0
12
24
H, км

жения достигается способами, весьма отличающимися друг от друга.

Решение проблемы изостазии, безусловно, стимулировало гравиметрические исследования, а также общее развитие представлений о строении недр Земли,— само понятие тектоносферы сформировалось в процессе становления так называемой общей схемы изостатической компенсации. Однако приходится признать, что в настоящий момент не найдено объективных критериев для установления характера изостатического состояния тех или иных блоков и геоструктур по гравитационным аномалиям; возможно, в такой плоскости вопрос вообще не имеет решения.

Более тщательное изучение связи аномалий гравитационного поля с мощностью земной коры, в том числе с учетом влияния неконсолидированных частей коры, показывает, что единая закономерность, пригодная для всех регионов земного шара, скорее всего отсутствует. Большой разброс точек на графиках корреляции свидетельствует о неоднородности строения каждой отдельной геоструктуры. Установлению надежных корреляционных связей наблюденных (и трансформированных) аномалий с различными границами в земной коре мешает во многих случаях инверсионное соотношение этих границ.

С повышением геофизической изученности увеличивается число доказательств в пользу общего устройства литосферы по слоисто-блоковому принципу. Однако выделение этих блоков по площади (в частности, выявление системы глубинных нарушений) и на глубину часто бывает различным, и в построениях, выполненных разными авторами, наблюдаются значительные противоречия при интерпретации верхних частей земной коры. Что же касается истолкования глубинных плотностных неоднородностей, то здесь неоднозначность решения возрастает еще больше.

Изложенные в настоящей главе материалы, как правило, получены при активном использовании данных других геофизических методов и в первую очередь сейсмометрии. Поэтому, вообще говоря, они являются результатами комплексной интерпретации, которые рассматривались со стороны гравиметрии.

Целесообразно проанализировать, какое место занимает гравиметрия в комплексе средств изучения тектоносферы Земли, каковы существующие основы комплексирования и в каком направлении их следует развивать, чтобы повысить отдачу всех геофизических методов, включая гравиметрию.

До начала широкого использования сейсмометрии, в частности ГСЗ, гравиметрия являлась ведущим методом региональной геологии (Андреев, 1960). С развитием сейсмических исследований, позволяющих по физическому (волновому) полю сравнительно просто выделить и использовать информацию, отражающую строение различных этажей литосферы, гравиметрия отступила на второй план, получив статус «проверочного» метода. Общая схема интерпретации стала следующей: с помощью сейсморазведки определяются некоторые параметры литосферы — чаще всего положение поверхностей К и М и граничные скорости в коре и верхней мантии,— которые затем переводятся в плотностные разрезы согласно установленным закономерностям $\rho = f(V)$. Эффект полученных плотностных разрезов подсчитывается и сравнивается с наблюденным полем силы тяжести. По уточненной способом подбора плотностной модели вносятся коррективы в представление о распределении скоростей, а затем общая картина истолковывается с тех или иных термодинамических и геотектонических позиций.

Как известно, эти позиции могут отличаться друг от друга вплоть до полной противоположности, хотя исходят они из одного и того же фактического материала. Во многом это обусловлено тем, что сам фактический материал может иметь многовариантное истолкование. Ясно, что усилия комплексной интерпретации геофизических данных должны быть направлены в первую очередь на повышение однозначности результирующих построений. Здесь перспективы видятся, во-первых, в построении плотностных моделей, охватывающих крупные объемы литосферы с возможно большим числом геоструктур, различных по типу. Это позволит избежать существенных ошибок, которые возникают при интерпретации поля над отдельными геоструктурами вследствие произвольного выбора «нулевого уровня». Во-вторых, необходимо осуществлять комплексирование на общей

Рис. 2.28. Разрез земной коры по профилю Дакар — Бостон (Гайнанов, Мелихов, Полякова, 1972)

1 — рыхлые осадки, $\sigma = 2{,}2$ г/см³; *2* — уплотненные осадки, $\sigma = 2{,}3$—$2{,}6$ г/см³; *3* — надбазальтовый слой, $\sigma = 2{,}5$—$2{,}6$ г/см³; *4* — «гранитный» слой, $\sigma = 2{,}67$ г/см³; *5* — «базальтовый» слой, $\sigma = 2{,}9$ г/см³; *6* — породы мантии с пониженной плотностью, $\sigma = 3{,}1$ г/см³; *7*, *8* — блоки коры с аномальной плотностью (*7* — $\sigma = 2{,}5$—$2{,}65$, *8* — $\sigma = 2{,}7$—$2{,}85$ г/см³)

Рис. 2.29. Разрез земной коры центральной части Тихого океана по гравиметрическим и сейсмическим данным (Гайнанов и др., 1974)

Цифры — скорости продольных волн, км/с

методической основе построения оптимальных моделей по каждой из физических характеристик, понимая под оптимальными такие модели, эффект которых наилучшим образом сопоставляется с соответствующим наблюденным полем. В первую очередь это относится к скоростной модели, отвечающей волновым полям, наблюденным методом ГСЗ.

Комплексная интерпретация должна сводиться, таким образом, к выдвижению и проверке методом итерационного моделирования серии рабочих гипотез о глубинном строении литосферы, сформулированных в параметрах моделей по физическим свойствам, которые должны согласовываться между собой в процессе проверки гипотезы. Методические установки и конкретные приемы, направленные на решение задач в указанной постановке, разрабатывались в процессе изучения земной коры Украины (Козленко, 1972; Красовский, Старостенко, 1972; Голиздра, 1974, 1975; Красовский и др., 1974). Подобные же методические выводы были сделаны при комплексных геофизических исследованиях глубинного строения литосферы на территории Сибири и Дальнего Востока (Фотиади, Ладынин, 1974).

Подход к интерпретации на основе численного моделирования наблюденных физических полей имеет свою специфику и поэтому встречается с трудностями, которые нельзя преодолеть, опираясь на опыт сформировавшейся к настоящему времени традиционной методики. Отсутствуют теоретические разработки, которые могли бы послужить основой определения параметров и взаимосвязи объектов, когда они составляют сложную систему. Структуру интерпретационного процесса приходится выстраивать эмпирическим путем при решении конкретных задач. И тем же путем получаются представления об эффективности модельного подхода.

Общая гетерогенность литосферы лишает смысла понятие аномальной (избыточной или недостаточной) плотности, поскольку аномальная плотность может исчисляться только по отношению к однородной вмещающей среде. Становится необходимым выполнять расчеты гравитационного эффекта для всего разреза литосферы, пользуясь значениями абсолютных плотностей. Возникающие здесь технические сложности не столь велики, как может показаться на первый взгляд: можно оперировать остаточными аномалиями, получаемыми в результате вычитания из наблюденного поля эффекта некоторой модели, как это практикуется при вычислении изостатических аномалий; при этом исходная модель должна учитывать максимум имеющейся геолого-геофизической информации. Полученные таким образом остаточные аномалии будут характеризовать разрез во всех его частях, и это даст возможность конструктивно привлекать гипотезы о природе взаимосвязи поверхностных структур с глубинными.

Использование полного гравитационного эффекта всех масс, слагающих литосферу, позволит разрешить так называемую проблему нулевого уровня, за счет неоднозначности которой до сих пор возникали основные погрешности в количественной интерпретации поля силы тяжести.

Гораздо более сложной проблемой, чем выбор модели и расчет ее эффекта, является вопрос о том, с чем сравнивать полученный эффект, т. е. проблема представления наблюденных значений поля силы тяжести. Все используемые в настоящее время редукции и нормальные формулы имеют ощутимые погрешности и, главное, нет априорной возможности установить уровень, относительно которого можно было бы эти погрешности вычислять. Это касается и всех аномалий планетарного масштаба, выделяемых по данным ИСЗ.

По-видимому, здесь следует идти по пути четкого согласования вида редукции наблюденных значений поля с расчетной моделью и оценкой величин погрешностей, которые могут быть внесены в результат интерпретации (строение плотностного разреза литосферы) за счет неточностей в формулах приведения.

Важное значение в повышении надежности гравиметрических исследований имеет стандартизация обработки и хранения материалов измерений напряженности поля силы тяжести, подобная той, которая предлагается американскими геофизиками (Мартин, Янг, 1975). Применение такой системы позволит намного упростить и ускорить интерпретацию поля силы тяжести на больших территориях.

Только после получения картины трехмерного распределения масс, слагающих литосферу, с количественной оценкой ее достоверности можно будет делать обоснованные выводы относительно направленности и характера тектонических процессов, причин тектонических движений, особенностей формирования геоструктур и отдельных их элементов, что является главной задачей всех усилий, направленных ныне на изучение тектоносферы Земли.

Глава третья

СТРОЕНИЕ КОРЫ И ВЕРХНЕЙ МАНТИИ ПО ГЕОМАГНИТНЫМ ДАННЫМ

При изучении внутреннего строения и эволюции Земли по геомагнитным данным используются три принципиально различных источника информации: данные о современном магнитном поле и его изменениях во времени, об остаточной намагниченности пород разного возраста и о составе и структуре магнитных минералов, встречающихся в горных породах.

Распределение магнитного поля на поверхности Земли отражает как структуру главного геомагнитного поля, которое генерируется в жидком ядре Земли, так и магнитное поле, создаваемое породами коры и верхней мантии, которые приобретают намагниченность под воздействием главного геомагнитного поля. Магнитные съемки со спутников позволили изучить изменение морфологии геомагнитного поля с высотой, что, в свою очередь, дало возможность построить аналитическую модель главного геомагнитного поля, т. е. определить коэффициенты членов ряда Гаусса, описывающих модуль вектора главного геомагнитного поля с точностью до единиц гамм.

Региональное магнитное поле (региональные аномалии), определяемое как разность наблюдаемого поля и поля аналитической модели, может быть использовано для изучения особенностей строения земной коры, для сравнительной характеристики коры разного типа и, наконец, для построения статистических моделей земной коры. Состояние этих вопросов изложено в разделах 3.1 и 3.2.

Магнитное поле — единственное из геофизических полей, история которого записана на поверхности Земли. Горные породы обладают способностью сохранять намагниченность, приобретенную ими в момент их образования, и такая намагниченность, являющаяся объектом палеомагнитных исследований, позволяет изучить историю не только самого магнитного поля, но и связанных с ним частей Земли: ядра, где это поле генерируется, и коры, в которой это поле записано.

Палеомагнитные данные широко используются при обсуждении различных палеотектонических концепций как глобальных, так и региональных; роли палеомагнитных данных в гипотезе дрейфа континентов посвящен раздел 3.3.

Однако связь геомагнитного поля и тектонических процессов выходит за пределы вопроса о существенных горизонтальных перемещениях крупных блоков земной коры. Активность процессов в ядре, отражающаяся в частоте инверсий геомагнитного поля, обнаруживает несомненную корреляцию с тектонической активностью (см. раздел 3.3).

Вторая, независимая от тектоники задача, к решению которой с успехом привлекаются палеомагнитные данные,— это создание геохронологической шкалы. Инверсии геомагнитного поля, т. е. изменения направления магнитного момента Земли на обратное, запечатленные в изменении знака намагниченности пород соответствующего возраста, являются планетарными реперами одновременности геологических событий. В разделе 3.3 даны основы построения палеомагнитной стратиграфической шкалы и сама шкала, как она представляется на современном уровне изученности.

Отдельно следует остановиться на океанических магнитных аномалиях. Исследованию этого узлового для гипотезы тектоники плит вопроса уделяется в геомагнитологии большое внимание. К нему привлекаются все три типа геомагнитной информации, о которых говорилось выше: изучение своеобразных морфологических особенностей магнитного поля срединных океанических хребтов; чередование направления остаточной намагниченности, с которым связывают происхождение океанических линейных аномалий и временная последователь-

ность которого дается палеомагнитной шкалой и, наконец, исследование изменений состава магнитных минералов по мере удаления от срединных хребтов. Все эти вопросы освещены в разделе 3.4.

Вековые вариации геомагнитного поля, т. е. изменения магнитного поля во времени, изучаются как при наблюдении за современным геомагнитным полем, так и палеомагнитным и особенно археомагнитным методами. Вековые вариации имеют первостепенное значение при разработке теории геомагнитного поля, изучении процессов, происходящих в жидком ядре Земли и на границе ядро—мантия, определении физических параметров ядра. Короткопериодная часть вековых вариаций с характерными временами 20, 60 лет используется для изучения проводимости мантии. К коре и верхней мантии имеют отношение только так называемые аномалии векового хода — локализованные в пространстве изменения геомагнитного поля с характерными временами от нескольких месяцев до нескольких лет, которые отражают современные тектонические, метаморфические или тепловые процессы изменения земной коры. Этой сравнительно новой, но перспективной линии исследований посвящен раздел 3.5.

Состав ферромагнитных минералов определяется PT-условиями в магме. Он может закономерно изменяться при выходе магмы на поверхность. Условия излияния магмы влияют также на структурные особенности магнитных минералов. Зная все эти связи, можно по особенностям состава и структуры решать обратную задачу, т. е. судить о PT-условиях в магмовом очаге и об условиях выхода магмы на поверхность. Определенная таким образом картина распределения базальтовых магмовых очагов и их эволюция по глубине описаны в разделе 3.6.

Однако, поскольку первоисточником намагниченности коры является главное геомагнитное поле, следует начать с краткого описания его характеристик и происхождения.

3.1. Основные характеристики магнитного поля Земли[1]

Фундаментальным результатом науки о земном магнетизме явилось подробное изучение спектра характерных времен изменений магнитного поля Земли. Этот узкополосный спектр в первом приближении может быть представлен как набор отдельных колебаний с характерными временами около 20, 60, 600 и 8000 лет. Такие изменения поля получили наименование вековых вариаций. Они не изменяют в общем представление о преобладающей дипольности поля, близкой по направлению географической оси планеты. Вариаций, генерируемых в жидком ядре, с временами большими чем 8000 лет, очевидно, не существует.

Палеомагнитные данные обнаруживают другой тип изменчивости магнитного поля Земли: внезапно направление магнитного поля меняется на обратное. Время инверсии мало по сравнению со временем существования стабильного поля, близкого к дипольному. Суммарное время переходных периодов не превышает первых процентов от общего времени существования поля, и им можно пренебречь. Шкала направлений магнитного поля к северу или югу представляет, таким образом, двоичную зависимость от времени и называется палеомагнитной шкалой.

Характерные времена для палеомагнитной шкалы получаются путем статистического анализа, поскольку на участках в 5—10 млн. лет интервалы между инверсиями подчиняются распределению Пуассона. Для последних 5 млн. лет средняя длина интервала составляет примерно $1{,}6 \cdot 10^5$ лет. Однако в ходе геологического времени средняя длина интервала (зоны) изменяется, эти изменения, в свою очередь, имеют периодический характер. Квазипериод изменения частоты инверсий составляет примерно $2 \cdot 10^8$ лет, за это время средняя длина зоны меняется от 10^5 до 10^7 лет. Это приводит к существованию очень больших зон, когда поле в течение 10—20 млн. лет не меняет своего знака.

Вторым фундаментальным результатом магнитологии является изучение пространственных особенностей магнитного поля на дневной поверхности. Еще во времена Гаусса сферические гармонические анализы показали, что главный член разложения, соответствующий дипольному приближению, в несколько раз больше следующих членов разложения. Увеличивающееся количество данных о пространственном распределении поля позволяет делать разложения до членов 12-го, 14-го и даже 23-го порядков.

С увеличением номера члена разложения его величина убывает. Олдридж, а затем Розе и дру-

[1] Раздел 3.1 и вводная часть составлены Г. Н. Петровой и В. П. Головковым.

гие провели разложение в ряд Фурье магнитного поля, измеренного вдоль кольцевого профиля вокруг Земли, до очень высоких гармоник. Оказалось, что пространственный спектр поля имеет глубокий минимум, соответствующий особенностям с размерами 400—4000 км. Меньшие по размеру аномалии имеют источники в коре Земли и связаны с намагниченными массами горных пород. Бóльшие по размеру особенности поля связаны с источниками, лежащими ниже 2,5—3 тыс. км. Таким образом, наличие глубокого минимума в пространственном спектре поля со всей очевидностью свидетельствует об отсутствии источников поля в мантии Земли.

Пространственные характеристики позволили однозначно связать генерацию магнитного поля Земли с процессами в ее ядре. Временные характеристики, в частности наличие инверсий, позволили также однозначно отказаться от представлений о намагниченных массах вещества, которые бы создавали поле, близкое по величине к наблюдаемому.

Указанные временные характеристики динамики магнитного поля Земли привели к представлению об определенном классе физических процессов, которые могут быть ответственны за его генерацию. Это — движение жидкого электропроводящего вещества во внешнем ядре Земли, изучаемое магнитной гидродинамикой. Для допустимых параметров вещества жидкого ядра характерные времена движений лежат в пределах от десятков до тысяч лет, причем величина периода пропорциональна квадрату линейных размеров движения. Действительно, пространственные размеры вековых вариаций различных периодов, полученные из прямых и археомагнитных измерений, хорошо согласуются с их характерными временами (табл. 3.1).

Таблица 3.1 Связь временных и пространственных характеристик вековых вариаций

Период T, годы	Размер, тыс. км	T/L^2	σ, э. м. ед
$8 \cdot 10^3$	7	50	$6{,}2 \cdot 10^{-3}$
$6 \cdot 10^2$	2	4	$6{,}7 \cdot 10^{-3}$
$6 \cdot 10$	0,7	0,5	$8{,}0 \cdot 10^{-3}$

Кроме того, наличие неравномерных движений в ядре должно приводить к перераспределению момента вращения между различными оболочками Земли, что должно проявляться в наблюдаемых изменениях скорости ее суточного вращения. Действительно, данные о вековых вариациях скорости собственного вращения Земли подтверждают существование периодичностей порядка сотен (большой эмпирический член Ньюкомба) и десятков лет. Расчеты Рочестера, Юкутаки и других показали, что по порядку величины вековые вариации скорости вращения могут быть объяснены изменением момента вращения мантии за счет электромагнитного взаимодействия между мантией и конвективными вихрями в ядре Земли.

Независимые данные о динамике геомагнитного поля и вековых вариациях суточного вращения Земли свидетельствуют об интенсивных конвекционных движениях в жидком ядре Земли, которые могут достигать скоростей порядка 10^{-1} см/с.

Эти данные позволяют по порядку величины оценить энергию, необходимую для генерации геомагнитного поля. Эта энергия лежит в пределах 10^{18}—10^{19} эрг/с. С учетом невысокого коэффициента полезного действия генератора магнитного поля энергия движений в ядре может доходить до 10^{21} эрг/с. Даже эта грубая оценка позволяет сделать выводы, имеющие значимость для геофизиков, изучающих тектонику. В самом деле, одной из гипотез, объясняющих цикличность орогенных процессов с периодом порядка 10^8 лет, является представление о современном интенсивном росте жидкого железного ядра за счет дифференциации вещества на поверхности ядро — мантия. Однако интенсивное энерговыделение на этой поверхности, связанное с дифференциацией вещества, привело бы к установлению существенно доадиабатического градиента температур в ядре, что сделало бы любую конвекцию в нем практически невозможной.

Вывод о магнитогидродинамической природе геомагнитного поля позволяет также решить вопрос о максимальной возможной периодичности процессов в жидком ядре. Исходя из размеров ядра и скорости движений можно сделать вывод, что вариации с периодами больше 10^4 лет в ядре Земли генерироваться не могут. Следовательно, наличие периодичности в частоте инверсий с характерным временем 10^8 лет можно объяснить влиянием на параметры движений в ядре некоторых процессов в мантии Земли, в которой генерация колебаний с таким периодом в принципе возможна.

Решение уравнений магнитной гидродинамики для условий в жидком ядре Земли представляет значительную трудность в связи с большим произволом в наших знаниях параметров среды. Однако теоретические исследования достаточно убедительно показывают, что генера-

ция магнитного поля осуществляется движениями вещества в жидком ядре — крупномасштабной конвекцией, которая близка к симметричной относительно оси вращения. Это следует из преобладающей дипольности поля и требует, чтобы направление диполя было близко к направлению оси вращения. Это значит, что геомагнитные полюса должны быть близки к географическим, что справедливо в настоящий момент и подтверждается независимыми данными палеоклиматологии для всего фанерозоя.

Степень дипольности магнитного поля была исследована и по археo- и палеомагнитным данным. Оказалось, что она для всех исследованных временных интервалов (в течение фанерозоя по крайней мере) соответствует современной.

Таким образом, магнитология располагает в настоящее время достаточным набором данных, чтобы описать изменения магнитного поля Земли в пространстве и во времени по крайней мере за последние 500 млн. лет. Эти данные свидетельствуют, с одной стороны, о высокой степени дипольности магнитного поля Земли во все геологические эпохи, а с другой стороны, дают возможность определить класс процессов, ответственных за генерацию поля. То и другое вместе позволяет утверждать, что направление дипольного поля должно быть близко к оси вращения Земли за всю его геологическую историю.

3.2. Магнитное поле континентов[1]

К настоящему времени систематическими магнитными съемками различных видов охвачены не только большие территории Евразии, Северной Америки, Африки, Австралии, Антарктиды, но и обширные участки океанов — Северной Атлантики, Арктического бассейна, северо-восточной части Тихого океана. Наличие таких данных позволило установить основные черты сходства и отличия магнитных полей материков и океанов.

Общими чертами магнитного поля материков и океанов являются:

1) наличие минимума в спектре поля в одном и том же диапазоне длин волн — примерно от 400 до 4000 км;

2) наличие площадей с отчетливо выраженной анизотропией поля — полосчатые поля материков и океанов;

3) сходство параметров и формы автокорреляционной функции аномального магнитного поля при условии примерно одинакового удаления от источников аномалий;

4) «крупноблоковая» структура аномального магнитного поля — наличие участков различного характера поля, размеры которых составляют несколько сотен километров и более.

Различия между магнитными полями материков и океанов таковы:

1) разная физическая природа полосчатых полей — на материках наблюдается чередование в плане пород, обогащенных ферромагнитными минералами, с породами практически немагнитными, что особенно ясно на древних щитах[2]; для океанического дна можно считать доказанным чередование прямо и обратно намагниченных лавовых полос;

2) на материках отмечаются региональные аномалии магнитного поля, которые не могут быть объяснены неоднородностями только самой верхней части консолидированной земной коры, на океанах такие глубинные аномалии пока неизвестны; иначе говоря, средняя мощность магнитоактивного слоя материков, по-видимому, значительно превышает толщину магнитных образований океанического дна;

3) на материках, включая и их подводные окраины, часто встречается кольцевая зональность аномального поля, с диаметрами колец в несколько сотен километров, для океана кольцевая структура поля обнаружена пока только в одном случае — в Северной Атлантике;

4) мелкие геологические неоднородности осадочного покрова платформенных территорий континентов вызывают небольшие по размерам, большей частью слабые магнитные микроаномалии; при магнитной съемке акваторий океанов такие микроаномалии, естественно, не отмечаются, однако не исключено, что их позволит выявить придонная съемка.

Перечисленные выше особенности магнитного поля континентов можно рассмотреть на примере Евразии, наиболее полно изученной магнитными съемками.

Соотношение между главным и аномальным полем (рис. 3.1) показывает, что аномальное

[1] Раздел составлен Т. Н. Симоненко.

[2] На материках линейные магнитные аномалии чаще связаны с метаморфическими породами, а также с магматическими образованиями.

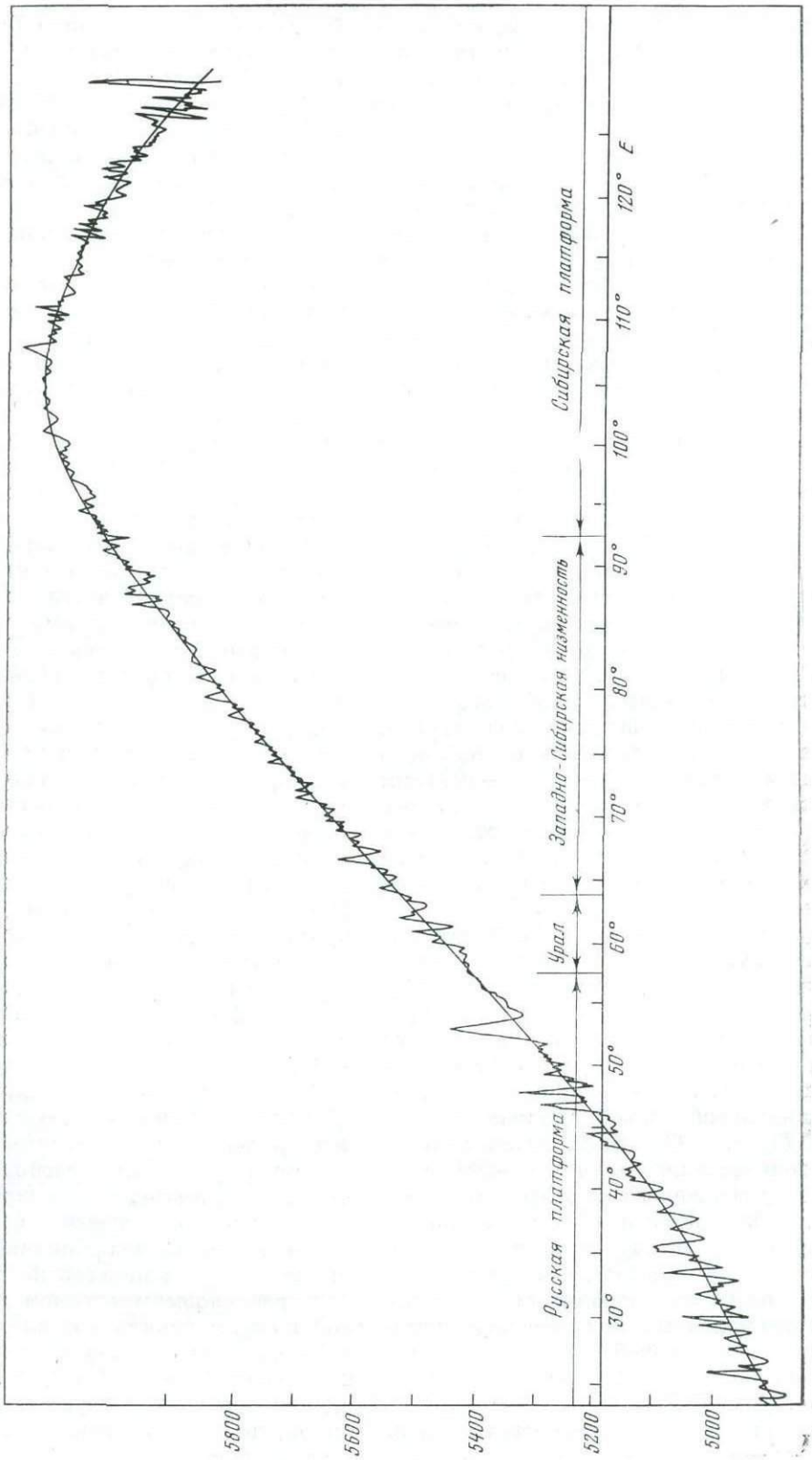


Рис. 3.1. Кривая полной напряженности геомагнитного поля T 1965 г. вдоль 56° с.ш. в пределах территории СССР при относительной высоте съемки около 300 м

магнитное поле является вторичным, наложенным на основное (главное) поле. Это положение, как известно, вытекает и из анализа частотного состава поля Земли как его пространственной характеристики.

На сводных картах аномального магнитного поля территорий Западной Европы и Советского Союза так же, как и на магнитных картах Канады и Африки, отчетливо проявляется анизотропия поля — вытянутость аномалий в направлении, совпадающем с основным простиранием складчатых областей различного геологического возраста. На платформенных территориях ясно выделяются участки с разным характером магнитного поля (мозаичные поля, безаномальные участки поля и т. д.).

Магнитные аномалии над континентами часто группируются в дугообразные зоны, иногда образующие замкнутые кольца, диаметр которых достигает нескольких сотен километров. Такие кольцеобразные цепочки локальных магнитных аномалий диаметром до 350 км наблюдаются в западной части Украинского щита (Гинтов, 1973). По-видимому, правильнее говорить о кольцевой зональности аномального магнитного поля, поскольку, как правило, обнаруживаются следующие морфологические особенности (в северном магнитном полушарии): центральная область достаточно однородного слабоотрицательного поля до $-50 \div -100$ гамм окружена кольцевой зоной положительного магнитного поля, где выделяются отдельные эпицентры аномалий до нескольких сотен гамм; эта зона охватывается кольцевой зоной отрицательного поля.

Самой крупной на территории СССР является кольцевая структура поля вокруг Оленекского поднятия на Сибирской платформе (рис. 3.2), диаметр внешней кольцевой зоны здесь превышает 600 км. Оленекское поднятие древнего фундамента характеризуется однородным пониженным полем $(\Delta T)_a$ до -50 гамм, которое сменяется кольцевой зоной положительных значений $(\Delta T)_a = +600$ гамм, затем кольцевой зоной отрицательного поля до -200 гамм, приуроченной к основным водораздельным пространствам. Наблюдается преимущественно обратная корреляция между магнитным полем и рельефом земной поверхности (рис. 3.3). Оленекская кольцевая зональность магнитного поля подчеркивается кольцевыми разрывными нарушениями земной поверхности, выявленными на мелкомасштабных телевизионных снимках.

Кольцевая зональность магнитного поля обнаруживается и на северо-востоке Великобритании вблизи разлома Грейт-Глен, а также над акваторией Северного моря вблизи побережья Голландии.

Вопрос о возникновении структур земной коры с крупной кольцевой зональностью магнитного поля пока остается неясным. Судя по тому, что многие кольцевые зоны приурочены к известным разломам коры, можно высказать лишь общее предположение об их эндогенном происхождении.

Величина аномалий магнитного поля континентов вблизи поверхности обычно колеблется в пределах нескольких сотен гамм, а на участках, где фундамент платформ приближается к дневной поверхности, аномалии достигают нескольких тысяч гамм и более. На территориях платформ, где глубина складчатого фундамента составляет несколько километров, поперечник аномалий достигает нескольких десятков километров.

Региональные аномалии древних щитов не могут быть объяснены намагниченностью пород самой верхней части земной коры. Таково положение с аномалиями центральной части Кольского полуострова, Украинского щита, Скандинавии, ряда платформенных районов — участков двухъярусного строения фундамента Западно-Сибирской плиты, а также с аномалиями, связанными с древним фундаментом Восточно-Европейской платформы, глубоко погружающимся под миогеосинклинальную часть Уральской складчатой системы. Поперечники региональных аномалий составляют несколько десятков километров, достигая иногда 100—200 км. Объекты, вызывающие их, судя по результатам интерпретации аномалий, залегают на несколько километров ниже поверхности консолидированной коры, распространяясь до глубин 20—30 км. Эффективная намагниченность этих объектов оценивается $(2 \div 4) \cdot 10^{-3}$СГС.

Результаты многочисленных работ по определению глубины залегания верхних кромок тел, вызывающих магнитные аномалии, а также оценка глубины расположения их нижних кромок позволили составить представление о геомагнитном разрезе коры континента.

Геологические тела, являющиеся источниками локальных аномалий на щитах и их склонах, расположены в самом верхнем слое земной коры, мощность которого для Балтийского и Украинского щитов составляет 6—8 км (не превышает 10 км). Следует заметить, что эти оценки хорошо согласуются с предельной глубиной, до которой отмечаются крутопадающие сейсмические границы.

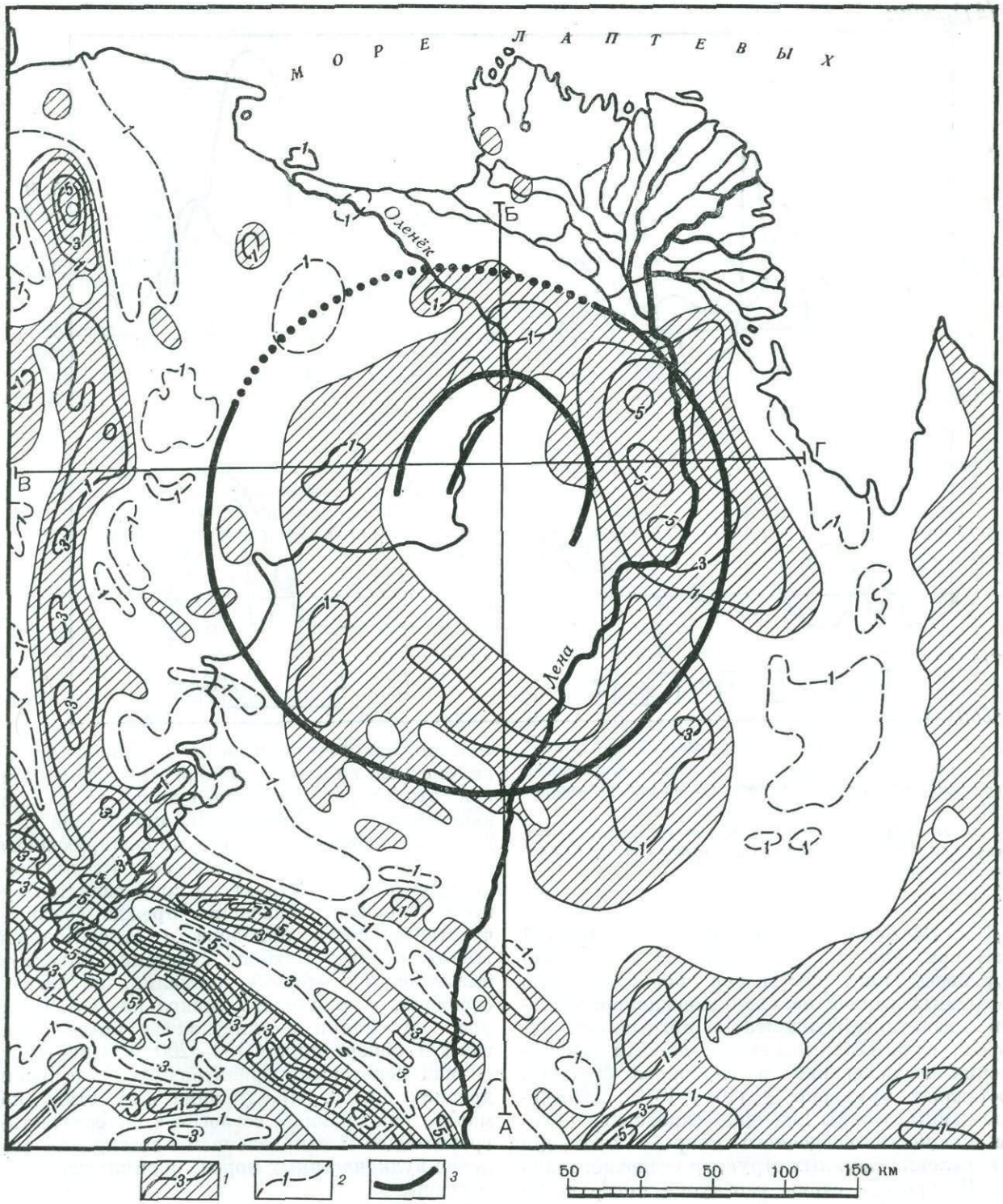


Рис. 3.2. Кольцевая зональность аномального магнитного поля $(\Delta T)_a$ в районе Оленекского поднятия

1 — изолинии положительных значений $(\Delta T)_a$; *2* — изолинии отрицательных значений $(\Delta T)_a$; оцифровка в миллиэрстедах; *3* — разрывные нарушения

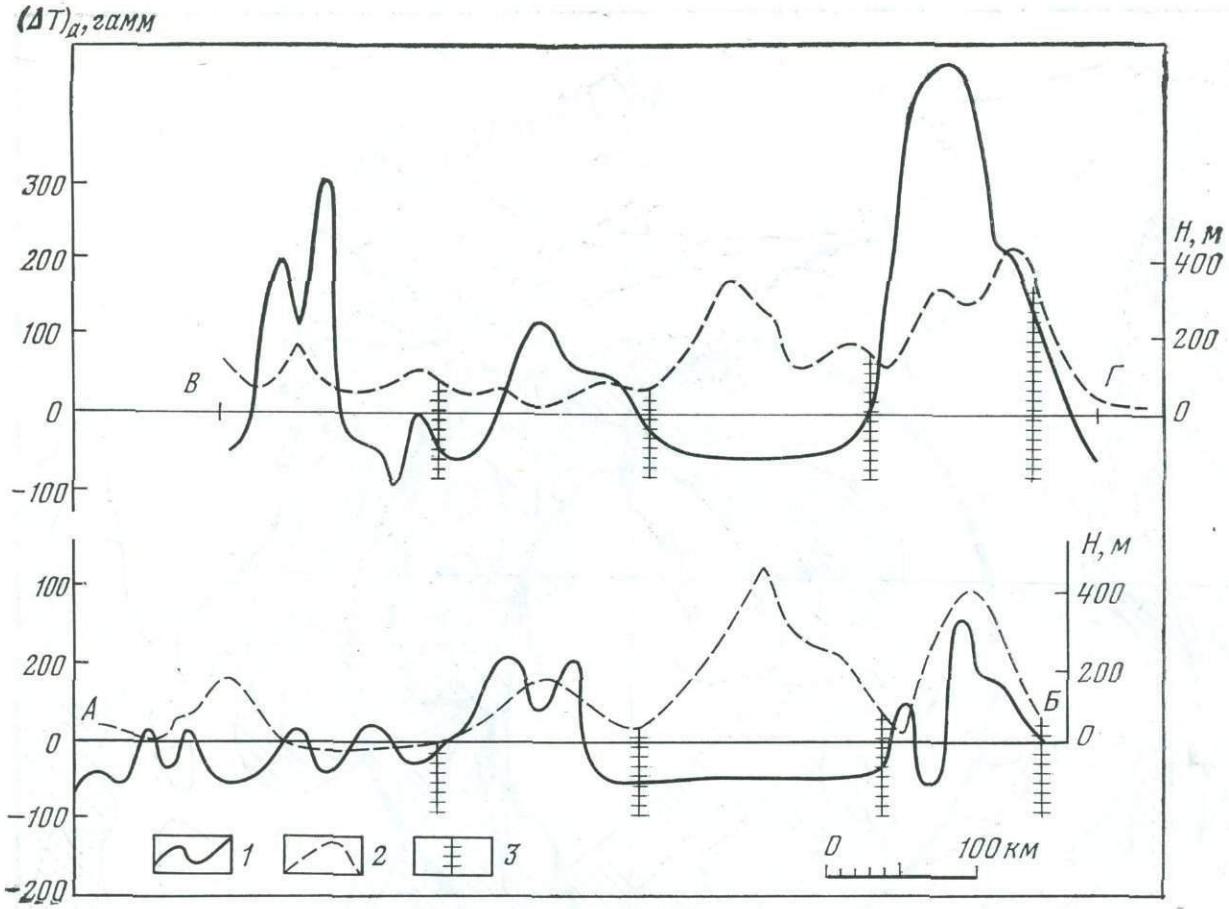


Рис. 3.3. Аномальное магнитное поле $(\Delta T)_а$ и рельеф земной поверхности по меридиональному и широтному профилям, пересекающим Оленекскую кольцевую структуру

1 — кривая $(\Delta T)_а$; *2* — рельеф земной поверхности, *3* — разрывные нарушения. Значения $(\Delta T)_а$ и отметки рельефа осреднены по площадкам 25 × 25 км

Для Восточно-Европейской и Сибирской платформ, для Западно-Сибирской и Скифско-Туранской плит составлено большое число различных вариантов схем изогипс поверхности «магнитного фундамента», погрешность которых, судя по независимым данным сейсмических исследований и глубокого бурения, составляет примерно $\pm (10 \div 15)\%$. Подобные данные важны для ориентировочной оценки мощности осадочного покрова платформ и выявления крупных структур осадочного чехла. *Построение схемы изоглубин поверхности* магнитного фундамента выполнено и для обширного Арктического шельфа Евразии.

Кроме аномалий, связанных с фундаментом платформ и характеризующихся, как уже было сказано, поперечником до нескольких десятков километров, во многих районах отмечается тонкая структура магнитного поля — аномалии поперечником до 150—200 м, амплитудой 10—20 гамм и более, уверенно коррелирующиеся по соседним маршрутам съемки. Разумеется, понятие о тонкой структуре поля является сугубо условным, зависящим прежде всего от чувствительности приборов и относительной высоты съемки. Глубина залегания объектов, вызывающих подобные аномалии, не может, очевидно, превосходить нескольких сотен метров. Аномалии амплитудой не более сотни гамм и поперечником 150—200 м наблюдаются над некоторыми гранитоидными массивами древних щитов. Простирание осей этих аномалий, как правило, согласно с полосчатостью гранитоидов и направлением простирания осадочно-вулканогенных пород, окаймляющих эти массивы.

Мелкие аномалии в районах, где глубина фундамента достигает нескольких километров, связаны не с фундаментом, а с неоднородностями осадочного покрова.

По «микроаномалиям» величиной 10—20 гамм, связанным с повышенной намагниченностью одного из горизонтов осадочного чехла Нижнесаксонской низменности, была построена схема рельефа этого горизонта. По областям наибольшей концентрации «микроаномалий» на левобережье Енисея были оконтурены области распространения бокситоносных пород.

Большое значение для решения некоторых вопросов тектоники континентов имеет рассмотрение особенностей морфологии аномального магнитного поля, что можно продемонстрировать на примере Восточно-Европейской платформы.

В ее магнитном поле ясно отражены блоки древнего фундамента платформы, имеющие форму, близкую к изометричной. Контуры блоков, выделенных по магнитным данным, находят отражение и в гравитационном поле и подтверждаются независимыми геологическими данными — они совпадают с границами распространения разновозрастных отложений.

Восточная граница фундамента платформы отчетливо устанавливается по магнитным картам: аномалии, связанные с фундаментом, прослеживаются и над Предуральским прогибом и даже над миогеосинклинальной частью Уральской складчатой системы вплоть до Уральского мегантиклинория, сложенного в основном гранитоидами и характеризующегося отрицательным магнитным полем.

Северо-западная граница Восточно-Европейской платформы, судя по результатам аэромагнитной съемки Скандинавии (Avery e. a., 1968), не совпадает с фронтом каледонид, а проходит значительно западнее: магнитные аномалии Балтийского щита протягиваются далеко в пределы каледонской складчатой системы, которая не создает собственных аномалий.

Положение края Восточно-Европейской платформы на территории Средней Европы подчеркивается линией стыка различно ориентированных магнитных аномалий: резкие аномалии (до 1000 гамм) в основном северо-восточного простирания, свойственные докембрийскому фундаменту территории Белоруссии, при переходе от Белоруссии в область эпигерцинской платформы Западной Европы сменяются спокойными полями с градиентом в несколько гамм на километр, протягивающимися в северо-западном направлении.

Южный край платформы подчеркивается широтной полосой положительного магнитного поля, выявленной в западной части Черного моря по данным аэромагнитной съемки.

Подобный анализ магнитных данных широко применяется для изучения глубинного строения других крупных регионов СССР — Сибирской платформы, Западно-Сибирской и Скифско-Туранской плит.

Если дугообразное расположение аномалий, а также изометричная форма блоков характерны для Восточно-Европейской платформы, древней Сибирской платформы и Канадского щита, то отличительной чертой морфологии поля эпипалеозойских плит, а также складчатых областей различного геологического возраста является анизотропия поля —преобладание выдержанных простираний аномалий на огромных расстояниях (не менее тысячи километров) в соответствии с простиранием складчатых систем, выходящих на поверхность или скрытых под осадочным чехлом. Блоки складчатого фундамента эпипалеозойских плит имеют в общем удлиненную форму. Так, продолжение Уральской системы аномалий прослеживается на юг по крайней мере до южного побережья Аральского моря. В центральной части Западно-Сибирской плиты вдоль 78° в.д. выделяется протяженная меридиональная полоса положительных магнитных аномалий амплитудой до 600 гамм, с поперечником 30—50 км. По этой системе аномалий трассируется прогиб складчатого фундамента плиты. Чередование полос положительного и отрицательного поля, наблюдающееся на территории плиты, соответствует чередованию синклинорных и антиклинорных структур складчатых систем, образующих фундамент плиты. Заметим, что такой же полосчатый характер, одинаковую ширину и интенсивность имеют магнитные аномалии и над некоторыми участками акватории Тихого океана, а также над Уральской складчатой системой, если магнитное поле Урала предварительно пересчитать на высоту, сравнимую с глубиной океанического дна (Горшкова, Симоненко, 1974).

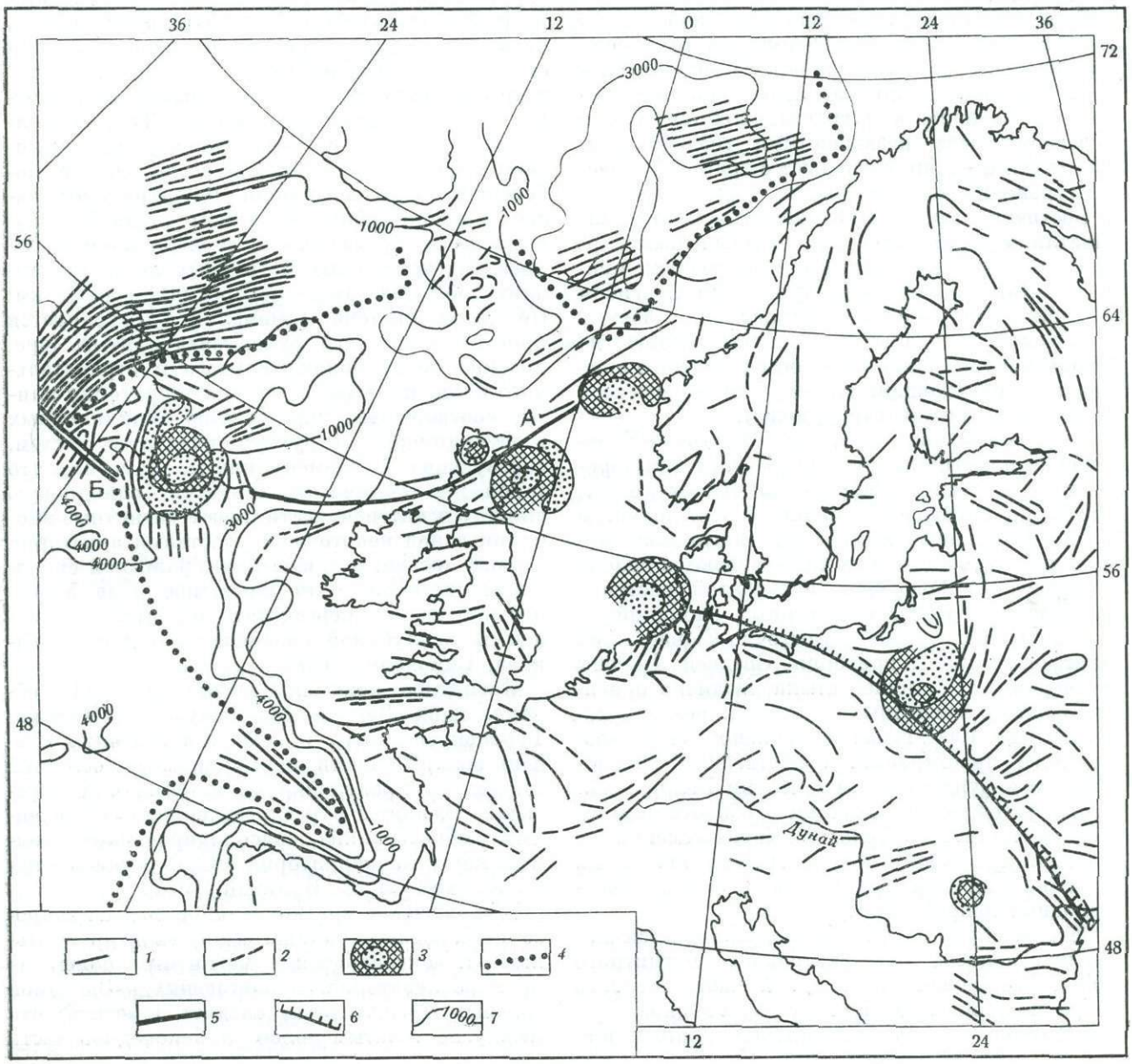
Магнитное поле складчатых областей, обрамляющих Западно-Сибирскую и Скифско-Туранскую плиты, в основном линейно. Степень возмущенности поля складчатых областей зависит от проявлений магматизма в их пределах. Различие в распределении намагниченных образований консолидированной земной коры на территории СССР хорошо видно на схеме Л. В. Булиной (1974).

В заключение кратко остановимся на вопросе о положении границы между «континентальным» и «океаническим» магнитным полем на примере акваторий, прилегающих к Западной Европе. Прежде всего следует заметить, что между полосчатым полем глубоководной части

Рис. 3.4. Схема простираний аномалий геомагнитного поля Западной Европы и примыкающих акваторий

1 — оси повышенных значений поля; *2* — оси пониженных значений поля; *3* — схематизированное изображение кольцевых зон аномального магнитного поля; *4* — граница между континентальным типом поля и линейными аномалиями океана; *5* — разломы земной коры: *А* — разлом Грейт-Глен и его юго-западное продолжение, намеченное по магнитному полю, *Б* — двойной разлом Гиббса, отражающийся в магнитном поле; *6* — западная граница докембрийского фундамента Восточно-Европейской платформы (по Международной тектонической карте Европы, 1962); *7* — изобаты дна океана

Атлантического океана и относительно спокойным полем Западной Европы и подводной окраины континента не наблюдается какого-либо постепенного перехода, а отмечается отчетливая линия стыка. Результаты магнитных съемок акваторий, прилегающих к Западной Европе, свидетельствуют о продолжении аномалий суши в пределы шельфовой зоны и далее — подводной окраины континента. По схематическим магнитным данным в Северной Атлантике впервые была замечена граница, отделяющая спокойное поле континента от возмущенного поля океана, которая следует примерно



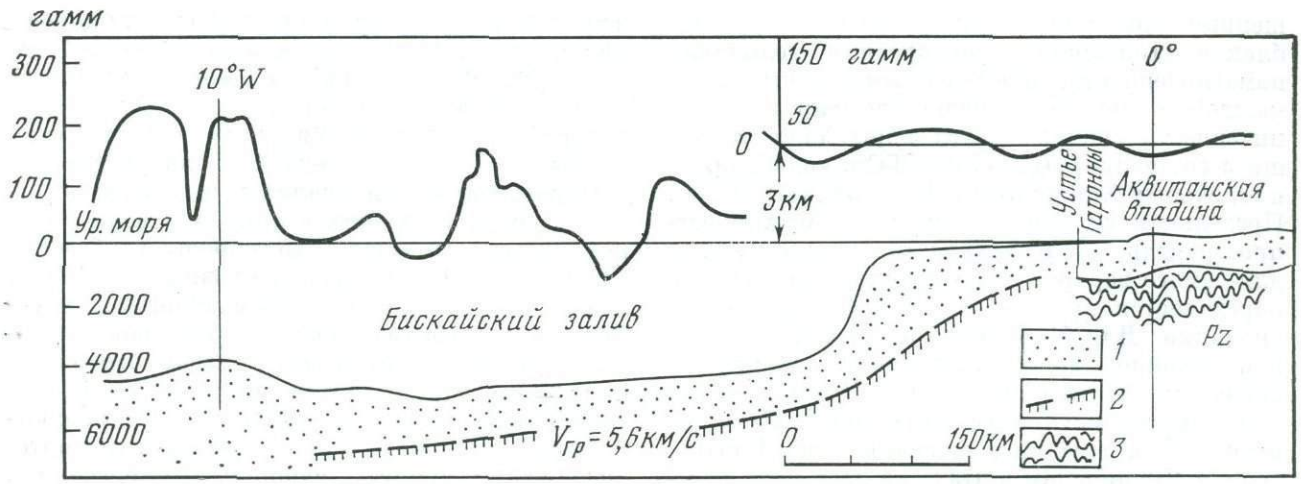


Рис. 3.5. График поля $(\Delta T)_a$ и геологический разрез по широтному профилю через Бискайский залив и территорию Франции

1 — осадочные отложения; *2* — положение сейсмической границы с $V_{гр} = 5{,}6$ км/с (по данным Дрейка и Нейфа, приведенным в работе Worzel, 1968); *3* — палеозойский фундамент Аквитанской впадины (по Международной тектонической карте Европы, 1962)

изобате 3800 м. Привлечение некоторых дополнительных данных позволило нам существенно уточнить положение этой границы и показать ее на схеме простираний магнитных аномалий Западной Европы и примыкающих акваторий (рис. 3.4).

В качестве примера изменения характера поля от материка к океану приведем кривую поля $(\Delta T)_a$ по широтному профилю через Аквитанскую впадину (Франция) и Бискайский залив. Из рис. 3.5 видно, что сопоставление магнитных полей на разновысотных участках съемки в данном случае является оправданным, поскольку на протяжении всего профиля сохраняется примерно одинаковое удаление от поверхности консолидированного основания. Переход от спокойного поля материка к возмущенному полю океана наблюдается на значительном удалении от материкового склона — примерно в 100 км от его подножия. Положение границы континентального поля с океаническим не коррелирует с положением какой-либо определенной изобаты. Его интересно сопоставить с глубиной поверхности Мохоровичича по обобщенным данным для Западной Европы. Обычно принимается, что глубина поверхности М, близкая к 10 км, соответствует переходу от материковой коры к океанической. Судя по нашей схеме, закономерность в расположении границы полей и изоглубин поверхности М отсутствует. Иными словами, различие типов земной коры, устанавливаемое по сейсмическим и гравитационным данным, не получает отражения в магнитном поле.

3.3. Магнитная модель земной коры Украинского щита [1]

Результаты интерпретации аномального магнитного поля и накопленные данные по строению и составу земной коры докембрийских щитов и магнитным свойствам слагающих их пород позволили осуществить первый опыт построения магнитной модели земной коры Украинского щита.

Для создания магнитной модели земной коры необходимы: 1) оценка намагниченности верхнего слоя коры и ее величины для глубинных зон, 2) изучение распределения источников магнитных аномалий в разрезе земной коры, 3) разделение аномального магнитного поля на составляющие, 4) моделирование магнитного поля для проверки выбранных магнитных параметров пород коры.

В такой постановке проблема до сих пор не рассматривалась, однако отдельные ее элементы были исследованы рядом авторов. Это относится главным образом к изучению распределения источников магнитных аномалий в разрезе земной коры. Были выполнены немногочисленные оценки намагниченности коры в целом или ее нижних частей.

Оценка намагниченности приповерхностной части коры Украинского щита. Средневзве-

[1] Раздел составлен З. А. Крутиховской и И. К. Пашкевич.

шенные значения намагниченности крупных блоков вычислялись по средним величинам намагниченности, определенным для источника каждой аномалии. Средневзвешенная намагниченность верхней части коры Украинского щита составляет $0{,}35 \cdot 10^{-3}$ СГС с колебаниями в отдельных блоках от $0{,}1 \cdot 10^{-3}$ до $0{,}6 \cdot 10^{-3}$ СГС. Предельная глубина, на которую можно распространять намагниченность, установленную для самого верхнего тонкого слоя коры щитов, определяется путем интерпретации магнитных аномалий. Для Украинского щита максимальной глубиной до нижних кромок магнитоактивных тел можно считать 10—15 км.

Анализ данных о магнитных свойствах пород, вскрытых в глубоких скважинах на Балтийском и Украинском щитах, не дает пока оснований прогнозировать значительное изменение намагниченности в нижней части этого десятикилометрового слоя. Поэтому намагниченность верхней части гранито-гнейсового слоя Украинского щита может быть распространена на всю его мощность.

Намагниченность нижней части земной коры. При решении вопроса о намагниченности нижней части коры возникает ряд трудностей, связанных с неоднозначностью данных о составе коры и содержании в ней ферромагнетиков, степени развития на глубине метасоматических и метаморфических процессов, величине геотермического градиента, природе намагниченности и характере изменения ее с глубиной и т. п.

Для оценки намагниченности нижней коры были привлечены имеющиеся данные о составе пород, содержании в них ферромагнетиков и связи намагниченности с плотностью. Естественно, что состояние изученности этих вопросов позволяет рассматривать сделанные оценки в качестве первого приближения.

При всей скудности фактических данных о петрологии земной коры большинство исследователей приходят к выводу об увеличении основности с глубиной. В состав гранулито-базитового слоя входят дифференцированные осадочно-вулканогенные комплексы с преобладанием пород основного и среднего составов, метаморфизованных в гранулитовой фации. Низы гранулито-базитового слоя слабо дифференцированы и сложены, по-видимому, чарнокитами, амфиболитами и эклогитоподобными породами (Лутц, 1970). Количество основных пород в этом слое достигает 50% общего объема, а их состав принимается аналогичным геосинклинальным базальтам. Существует мнение, что в состав древнейшей океанической коры докембрийских эвгеосинклиналей входят породы офиолитовой, габбровой и амфиболитовой ассоциаций. Рост основности пород с глубиной подтверждается тенденцией увеличения скорости прохождения сейсмических волн и существованием связи последней с плотностью.

Парагенетический анализ ксенолитов, вынесенных на поверхность в кимберлитовых трубках взрыва, показал, что породы глубинных частей земной коры разнообразны по составу, относятся к гранулитовой и эклогитовой фациям метаморфизма и подобны ультраосновным включениям. С учетом всего сказанного можно допустить, что в состав нижних 30—35 км толщи коры входят примерно в равных соотношениях габбро, габбро-амфиболиты, ортоамфиболиты, диориты, чарнокиты, пироксениты и перидотиты, а также метаморфические образования гранулитовой фации метаморфизма типа пироксеновых гнейсов. Исходя из средних значений индуктивной и остаточной намагниченности таких пород при нормальных давлении и температуре можно заключить, что средняя намагниченность рассматриваемой толщи не превышает $2 \cdot 10^{-3}$ СГС.

На основании установленной корреляции I_i и I_n принято, что векторы остаточной и индуктивной намагниченности совпадают с полным вектором напряженности современного магнитного поля, а их отношение близко к единице. Если допустить участие сильно уплотненных метаморфических пород кислого состава в верхней части гранулито-базитового слоя, то средняя намагниченность толщи, при соотношении пород кислого и основного состава 1 : 1, оценивается не более $1{,}4 \cdot 10^{-3}$ СГС.

Все изложенные выше предположения о составе гранулито-базитового слоя основаны на существовании зависимости между скоростью прохождения сейсмических волн и плотностью пород. Поэтому оценка намагниченности этого слоя была выполнена еще одним путем — по полям корреляции индуктивной намагниченности с плотностью перечисленных выше пород, входящих в состав гранулито-базитового слоя. Среднее значение плотности этих пород составляет 2,9 г/см³, а соответствующая этой плотности величина I_i редко превосходит $2 \cdot 10^{-3}$ СГС.

Таким образом, суммарная намагниченность гранулито-базитового слоя составляет около $4 \cdot 10^{-3}$ СГС. Относительно высокая намагниченность нижней части коры подтверждается выводами ряда авторов, которые отмечают преобладание сильномагнитных разновидностей среди пород гранулитовой фации метаморфиз-

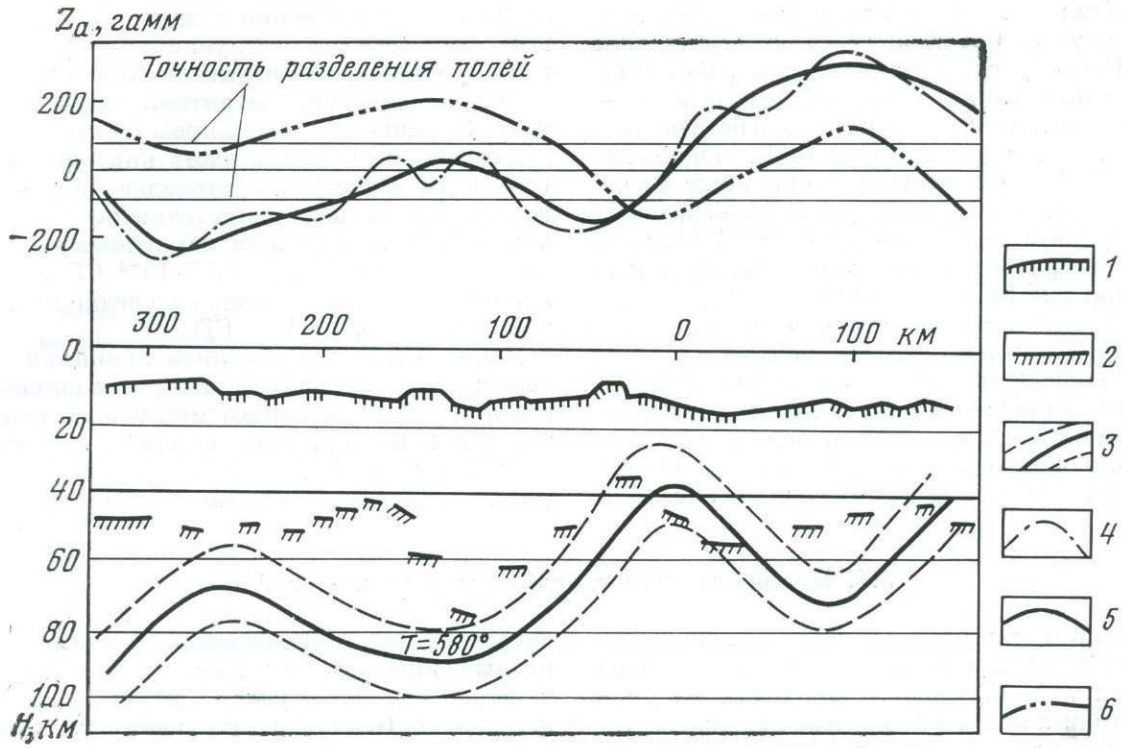


Рис. 3.6. Результаты моделирования эффекта рельефа изотермической поверхности Кюри магнетита (580°) по профилю ГСЗ

1 — кровля гранулито-базитового слоя (интенсивный отражающий горизонт, по Субботину и др., 1976); *2* — граница Мохоровичича; *3* — поверхность Кюри магнетита и точность определения ее глубины; *4* — «остаточные» аномалии (разность аномального магнитного поля на высоте 10 км и эффекта земной коры до глубины 40 км на той же высоте); *5* — сглаженная кривая «остаточных» аномалий; *6* — эффект рельефа поверхности Кюри магнетита (580°)

ма. Возрастание намагниченности пород с увеличением степени метаморфизма отмечается также и для Украинского щита.

Разделение аномального магнитного поля на составляющие. На территории Украины была создана высокоточная абсолютная опорная магнитная сеть пунктов (T, H, Z), исследован вековой ход магнитного поля и построена карта аномального магнитного поля Украинского щита, причем в качестве поля относимости было использовано поле 9 гармоник, вычисленное по данным спутника «Космос-321». Для выделения региональной компоненты был выбран пересчет поля в верхнее полупространство на высоту 10 км, так как по данным повысотной аэромагнитной съемки уже на высоте 3 км локальные аномалии сохраняют лишь 10—25% исходной интенсивности.

Средняя точность разделения поля при шаге выборки исходных данных 2×2 км оценивается в 80 гамм.

Моделирование региональной составляющей магнитного поля. Локальная составляющая поля полностью объясняется самой верхней частью коры. Моделирование регионального магнитного эффекта от всего разреза земной коры по профилю ГСЗ, пересекающему Украинский щит вкрест его основных структур, выполнено с учетом оценки намагниченности, приведенной выше, и имеющихся данных о распределении температур в коре. При моделировании принято, что намагниченность гранито-гнейсового слоя изменяется в пределах $(0{,}05 - 0{,}6) \cdot 10^{-3}$ СГС, намагниченность второго ферромагнитного слоя $4 \cdot 10^{-3}$ СГС, на глубинах от 10 ± 2 км до 30 ± 6 км в нем имеется магнитная неоднородность, эффективная намагниченность которой $2{,}5 \cdot 10^{-3}$ СГС. Суммарная мощность ферромагнитных слоев в первом варианте модели была определена минимальной глубиной до поверхности Кюри магнетита для Украинского щита и составляла 40 км. Эффект от этой части разреза коры, рассчитанный для высоты 10 км, хорошо коррелирует с региональной составляющей лишь на некоторых участках профиля. Разность поля на высоте 10 км и теоретически рассчитанного влияния пород коры

до глубины 40 км («остаточные» аномалии) в ряде случаев превышает точность разделения поля. Поэтому следующим этапом работ было исследование влияния нижней части коры — от 40 км до поверхности Кюри магнетита, глубины до которой получены В. В. Гордиенко (рис. 3.6). Намагниченность коры ниже 40 км, как и для верхней части гранулито-базитового слоя, принята равной $4 \cdot 10^{-3}$ СГС. Эффект от этой части разреза имеет высокий коэффициент корреляции (0,8) с «остаточными» аномалиями, что является доказательством магнитности низов коры и частично верхней мантии.

Для территории Украинского щита отмечается также корреляция региональной составляющей аномального магнитного поля с рельефом поверхности Мохоровичича. Положительные региональные аномалии приурочены к зонам погружения и расслоения раздела М, ограниченным, как правило, глубинными разломами, и к глубинным магнитным неоднородностям.

Таким образом, магнитная модель земной коры Украинского щита представляется в следующем виде. Верхняя часть коры до глубины 10—15 км насыщена крутопадающими телами, намагниченность которых изменяется в широком диапазоне. Средняя намагниченность этой части коры составляет $0{,}35 \cdot 10^{-3}$ СГС. Породы нижней части коры обладают средней намагниченностью $(2 \div 4) \cdot 10^{-3}$ СГС.

Можно считать доказанной принципиальную возможность использования региональной составляющей аномального магнитного поля щитов для характеристики нижней границы магнитоактивного слоя коры и прогноза крупных форм рельефа поверхности Мохоровичича.

3.4. Палеомагнетизм и проблемы геотектоники [1]

Современный этап развития геотектоники в значительной степени проходит под знаком идей неомобилизма, наиболее законченным выражением которых является гипотеза подвижных литосферных плит. Темпы и размах этого процесса во многом задерживаются тем обстоятельством, что гипотеза подвижных литосферных плит еще не стала теорией, или, как альтернатива, не нашла опровержения. То и другое возможно, по-видимому, только вместе с развитием новой науки — палеогеофизики, т. е. учения об истории физических полей Земли. Первой же и наиболее развитой отраслью палеогеофизики является палеомагнитология, роль которой в выдвижении, разработке и обосновании концепции подвижных литосферных плит трудно переоценить.

Возникновение гипотез дрейфа континентов и разрастания океанического дна, которые послужили основой для разработки концепций тектоники плит, произошло независимо от палеомагнитных данных. Однако без этих данных обе гипотезы оставались лишь заманчивыми предположениями, практически лишенными количественных методов проверки и изучения. Только результаты палеомагнитных исследований в состоянии подвести численную базу под эти гипотезы, позволяя воссоздать историю разрастания океанического дна и расположения континентальных блоков независимыми методами. Первый метод (исторически — второй) опирается на хронологическую шкалу геомагнитных инверсий, построенную в результате палеомагнитного изучения датированных горных пород. Используя эту шкалу для построения моделей магнитоактивного слоя, создающего полосчатую структуру аномального магнитного поля на океанах, можно реконструировать всю историю разрастания их дна и связанную с ней историю дрейфа континентальных блоков литосферы.

Второй метод опирается на явление кажущейся миграции палеомагнитных полюсов, которая в соответствии с принципом центрального осевого диполя является лишь отражением процесса дрейфа — изменения положения — литосферных блоков относительно оси вращения Земли. На примере возникновения и развития учения о палеомагнетизме можно судить о том, какое значение могут иметь геофизические науки для исторической геологии. То же самое можно сказать про науку о Земле, в которой с результатами палеомагнитных исследований, касающихся происхождения и истории магнитного поля Земли, связано изучение физических условий и процессов в земном ядре и на нижней границе мантии, эволюции этих условий и процессов, и, наконец, разработка новой — палеомагнитной шкалы времени в геохронологии и стратиграфии.

Палеомагнитные исследования, проведенные в СССР в период осуществления проекта «Верхняя мантия» и в последующие годы, были связаны в той или иной мере с изучением всех перечисленных выше проблем.

[1] Раздел составлен А. Н. Храмовым с участием Г. З. Гурария, В. А. Зубакова, Э. А. Молостовского, Г. Н. Петровой.

Результаты первого этапа работ доложены на XV Генеральной ассамблее МГГС в Москве и опубликованы, поэтому здесь будет рассмотрено лишь то новое и важное для геотектоники, что принесли с собой работы 1973—1975 гг. Однако прежде всего придется остановиться на вопросе о правомерности использования методов палеомагнетизма для решения проблем геотектоники.

3.4.1. Модель центрального осевого диполя и достоверность палеомагнитных данных

Модель центрального осевого диполя, которая лежит в основе всех геотектонических построений, опирающихся на явление миграции палеомагнитных полюсов, возникла как результат анализа палеомагнитных данных по четвертичному периоду.

Палеомагнитная модель, с которой в настоящее время подходят к анализу истории литосферы, заключается в следующем. Геомагнитное поле рассматривается как сумма двух полей — вековых вариаций и палеомагнитного. Первое быстро меняется и его среднее интегральное значение за несколько десятков или сотен тысяч лет равно нулю (не будучи равно нулю ни в один момент времени). Второе — палеомагнитное поле — есть поле диполя, помещенного в центр Земли и ориентированного по оси ее вращения.

Принцип центрального осевого диполя — это, как известно, основной объект критики со стороны исследователей, стоящих на позиции фиксизма. Однако острота этой критики в значительной степени снижается следующими обстоятельствами. Каждое палеомагнитное направление, используемое для тектонических реконструкций, представляет среднее направление, полученное по результатам измерений в ряде временных точек (в пределах рассматриваемого интервала геологического времени). Эти средние направления фиксируют палеомагнитное поле, свободное от вековых вариаций, и поэтому ссылки на наклон современной геомагнитной оси или разброс направлений внутри обнажения не имеют отношения к достоверности палеомагнитных данных. Реальные случаи, когда результаты палеомагнитных определений и их групп обнаруживали плохую сходимость или же были трудно объяснимыми, имеют совсем другую природу. Ряд примеров такого рода приводил И. А. Резанов в обоснование своего вывода о непригодности палеомагнитных данных в качестве доказательств за или против мобилизма. Однако все эти примеры относились либо к результатам по протерозойским образованиям, где достаточно точная синхронизация данных затруднительна даже в пределах, например, Сибирской платформы, либо к результатам из складчатых областей, где влияние местных поворотов могло быть весьма значительным. Данные, подвергшиеся особо суровой критике, были получены на палеозойских породах в зоне развития более позднего траппового магматизма. Источники подобных «диких» палеомагнитных направлений и полюсов, таким образом, очевидны, они проанализированы, например, в работе А. Н. Храмова и др. (1974). Все это никак не ставит под сомнение ни метод, как таковой, ни результаты его применения, указывая лишь на необходимость дифференцированного подхода к палеомагнитным данным.

Точность определения палеомагнитного полюса для данного континентального блока и интервала геологического времени следует, конечно, оценивать не областью разброса полюсов, а погрешностью среднего полюса. Для большинства геологических эпох положение этих средних полюсов определено с погрешностью 3—12° на уровне вероятности в 95%. Конечно, это намного меньше масштабов дрейфа континентов.

Возможное влияние вторичных изменений горных пород специально исследуется при каждом палеомагнитном определении. В настоящее время существуют и повсеместно применяются надежные физические и статистические методы выделения первичной намагниченности горных пород, гарантирующие получение достоверных и отбраковку сомнительных данных.

Замечание о недостаточном количестве палеомагнитных данных и неравномерном их распределении в пространстве и времени, несмотря на непрерывное получение новых материалов, остается — и еще долго останется—вполне справедливым. Однако для опровержения неомобилистских представлений и построений это замечание уже потеряло всякую силу. Действительно, именно для тех литосферных блоков и тех геологических периодов, для которых имеется наибольшее число палеомагнитных определений, удовлетворяющих физическим и статистическим критериям достоверности, мобилистские реконструкции, основанные на палеомагнитных данных, оказываются наименее противоречивыми.

Конечно, сейчас уже нельзя считать серьезным возражением против достоверности палеомагнитных данных тот факт, что они указывают на разобщение материков в раннем и среднем

палеозое. Ряд независимых геологических данных указывает на подвижность литосферных плит в палеозойское время. Следует также подчеркнуть, что совпадение координат палеомагнитных полюсов для двух литосферных блоков еще не означает, что эти блоки не изменили своего взаимного расположения; возможно, имело место их перемещение вдоль древних параллелей. Примеры такого рода, иллюстрирующие различные случаи трансформации движений литосферных плит в кажущиеся перемещения полюсов, были рассмотрены Мак-Элхини.

Можно заключить, что современное состояние методов палеомагнетизма позволяет опираться на палеомагнитные данные при исследовании явлений тектоники плит и доказательствах справедливости этой концепции. В области палеомагнетизма много нерешенных проблем, связанных, в частности, с исследованиями деформированных и измененных пород, определениями напряженности древнего геомагнитного поля, повышением точности определений и т. п. Однако тот этап, на котором можно было подвергать сомнению эффективность применения методов палеомагнетизма для доказательств правомерности концепций неомобилизма и для изучения явлений тектоники плит, в настоящее время уже пройден.

Проверка модели центрального осевого диполя, которая должна проводиться для конкретных геологических эпох, предполагает решение двух вопросов. Первый из них — в какой степени реальное распределение палеомагнитных направлений, т. е. угловых элементов палеомагнитного поля по земной поверхности, согласуется с полем центрального осевого диполя? Второй вопрос — какова роль особенностей поведения древнего геомагнитного поля в точке наблюдений в формировании палеомагнитного поля и его отклонения от дипольности?

3.4.2. Модель центрального осевого диполя в геоисторическом плане

Видимая глобальная структура палеомагнитного поля в древние эпохи зависит от того, на какой палеогеографической основе ведется анализ, т. е. от принятой геотектонической концепции.

Наиболее объективным методом анализа пространственной структуры геомагнитного поля является сферический гармонический анализ. Его модификация, использующая угловые элементы геомагнетизма — склонение D и наклонение I впервые разработана и применена для анализа палеомагнитных данных Н. В. Адам и Н. П. Беньковой.

Недавно были выполнены параллельные анализы палеомагнитного поля разных геологических эпох как при современном расположении континентов, так и на мобилистских реконструкциях. В качестве палеогеографической основы были использованы реконструкции Булларда, Эверетта и Смита для Европы, Африки и Америки и реконструкции Дю Тойта и П. С. Воронова для континентов Гондваны. Расположение объединенного континента Пангеи относительно географического экватора и полюсов было принято на основе палеоклиматических данных в основном по Кингу, Мааку и П. С. Воронову без учета палеомагнитных данных.

Результаты сферического гармонического анализа показали, что координаты палеомагнитного полюса для четвертичного и неогенового периодов по результатам раздельных анализов склонений D и наклонений I хорошо согласуются (табл. 3.2). Близость палеомагнитного и географического полюсов ($\Phi = 87—89°$), малая величина смещения магнитного центра от центра Земли (400—700 км), преобладание первых гармоник ($C_2/C_1 \ll 1$) и малое различие между наблюденным полем и полем, синтезированным лишь двумя гармониками,— все это может служить доказательством справедливости модели центрального осевого диполя для неогена и четвертичного периода. Для триаса, перми и пермокарбона анализы на основе мобилистских реконструкций (в таблице их результаты отмечены индексом r при обозначениях периодов) сильно приближают поле к полю центрального осевого диполя по сравнению с анализами на современной географической сетке. Широта полюса увеличивается с 57—65° до 79—89°, смещение геомагнитного центра уменьшается с 1000—1200 км до 800 км, в 1,5—4 раза уменьшаются отношение амплитуд вторых и первых гармоник и различие между наблюденным и синтезированным полями.

Таким образом, введение мобилистских реконструкций, независимых от палеомагнитных данных, существенно упрощает глобальную структуру палеомагнитного поля, которая теперь хорошо аппроксимируется (с погрешностью 7—10°) полем диполя, ориентированного по оси вращения Земли и незначительно смещенного от ее центра. Это обстоятельство является не только сильным аргументом в пользу дрейфа континентов, но и свидетельствует о правильности прежних мобилистских рекон-

Таблица 3.2 Результаты сферических анализов палеомагнитного поля

Период	Координаты палеомагнитного полюса				Смещение геомагнитного центра, км	Отношение амплитуд вторых гармоник к первым C_2/C_1	*Средняя разность* наклонений наблюденного и синтезированного полей, градусы
	I-анализ		*D*-анализ				
	Ф	Λ	Ф	Λ			
Q	87	254	85	355	454	0,16	5
N	83	254	87	340	659	0,19	10
T	65	158	77	318	1055	0,33	17
T_r	89	196			824	0,22	10
P	77	122			1032	0,31	28
P_r	87	337			863	0,24	7
C—P	57	172	47	295	1250	0,38	26
$(C—P)_r$	79	234			867	0,24	8

струкций Пангеи для позднего палеозоя и триаса.

Модель центрального осевого диполя неоднократно проверялась также непосредственным сопоставлением палеомагнитных и палеоклиматических широт в пределах каждого из континентов. Следует также подчеркнуть, что эта модель отвечает двум основным требованиям современной динамотеории земного магнетизма — *общей субаксиальной симметрии геомагнитного поля* и отсутствию точной его симметрии в каждый отдельный момент времени.

3.4.3. Единство Пангеи в среднем и позднем палеозое и ее дрейф по палеомагнитным данным

Согласно гипотезе Пангеи взаимное расположение ее частей, образовавших впоследствии современные континенты, существенно не менялось в течение палеозоя. Изменялось лишь расположение единого континентального блока относительно полюса вращения Земли. Это обстоятельство дает мощный инструмент проверки всей концепции, впервые предложенный Грехемом и Ирвингом. Действительно, при отсутствии (малости) взаимных перемещений палеозойские участки траекторий миграции полюса, построенные по данным для различных континентов, должны совпасть, но уже не на современной карте, а на палеогеографической. Если же реконструкция неверна, так же как неверно современное расположение континентов для палеозоя, участки траекторий не совпадут — совершенно так же, как не совпадут кривые миграции полюса на современной географической карте. Таким образом, открывается возможность независимой палеомагнитной реконструкции Пангеи, для чего достаточно совместить, соблюдая законы картографических проекций, траектории палеозойской миграции полюса, жестко связанные с соответствующими континентами.

Подобные реконструкции производились неоднократно и давали конфигурации, очень близкие к таковым по Вегенеру, Дю Тойту, Кингу. Однако палеомагнитных определений по среднему и раннему палеозою совсем немного, разброс данных по эпохам велик. Следовательно, чисто палеомагнитные реконструкции для древних эпох не могут пока быть точными. Если же ограничиться поздним палеозоем, высокая точность не может быть достигнута из-за того, что сравниваемые участки миграционных кривых будут слишком короткими.

Поэтому проверка мобилистских реконструкций была проведена следующим способом. Воспользуемся снова теми же реконструкциями, что и при сферическом гармоническом анализе поля, расположив, однако, Австралию в соответствии с воззрениями Дю Тойта и Кинга. Учтем многочисленные геологические свидетельства единства структур севера Африки и областей, в прошлом занятых западной частью океана Тетис, а также близость средних палеомагнитных полюсов позднего палеозоя для этих блоков. Расположим эту картину относительно географической сетки так, чтобы палеомагнитный полюс перми относительно Северной Евразии совпал с полюсом сетки. Тогда перм-

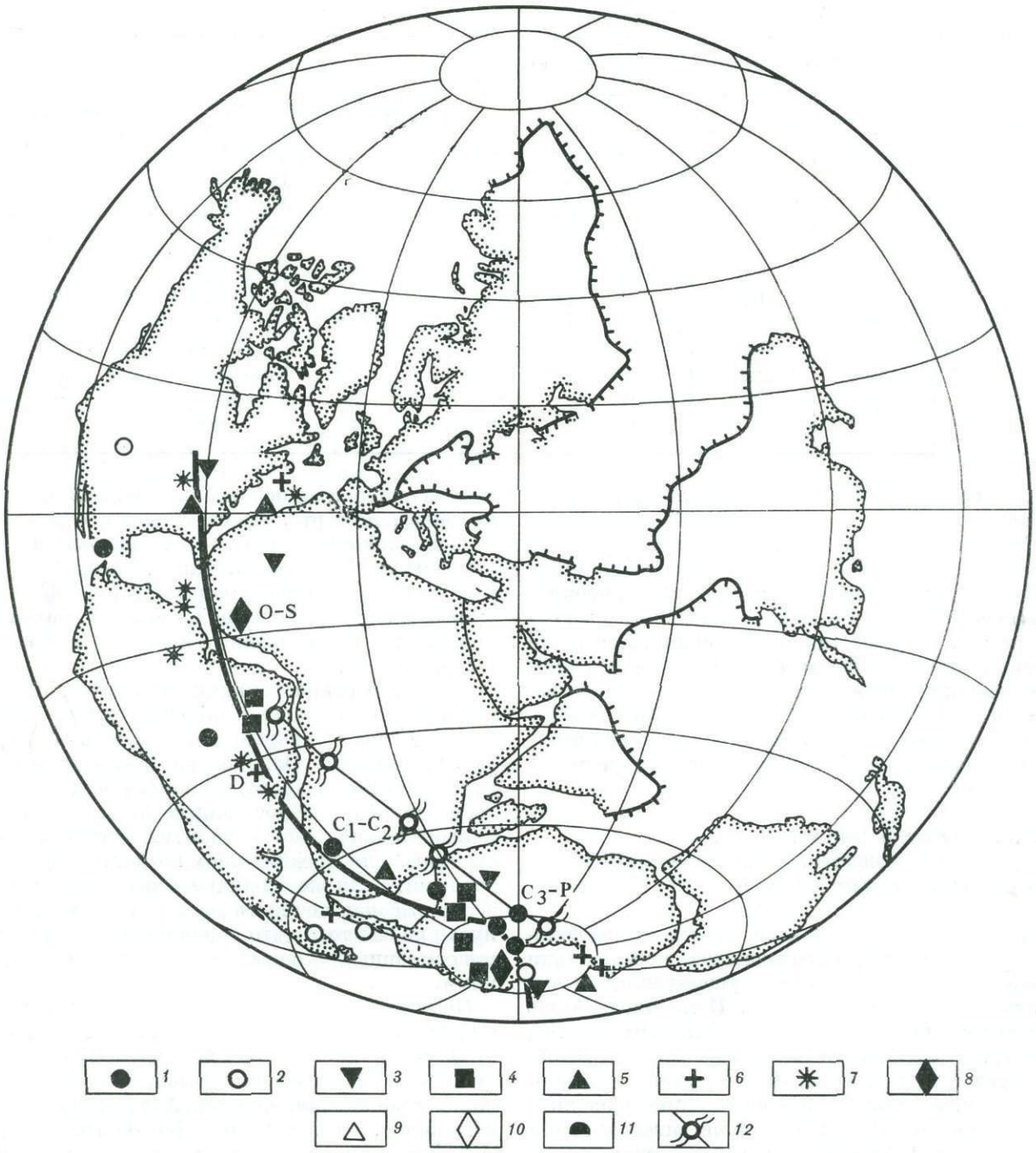


Рис. 3.7. Дрейф Пангеи в палеозое

Средние палеомагнитные полюсы для разных континентов и субконтинентов (по Храмову и др., 1974): *1* — Северная Европа, *2* — Южная Европа и Передняя Азия, *3* — Южная Америка, *4* — Северная Америка, *5* — Африка, *6* — Австралия, *7* — Сибирь, *8* — Индия, *9* — Мадагаскар, *10* — Юго-Восточная Азия, *11* — Антарктида; *12* — центры гондванских оледенений и их перемещение (по Мааку, 1963)

ские палеомагнитные полюсы для других континентов расположатся сравнительно тесной группой вокруг этого полюса (рис. 3.7).

Это поразительное согласие данных из совершенно различных источников, продемонстрированное двумя способами — аналитическим и графическим,— никак не может быть случайным, а массовость палеомагнитных опреде-

лений и сравнительно высокая достоверность многих из них исключают психологический эффект предпочтения «хороших» (т. е. согласующихся с гипотезой дрейфа) определений «плохим».

Палеомагнитные полюсы среднего и позднего палеозоя на реконструкции Пангеи ложатся узкой полосой, что позволяет провести общую траекторию миграции полюса (см. рис. 3.7). Это означает, что относительные перемещения континентальных блоков в то время не могли быть значительными. Тем более обращает на себя внимание громадное перемещение всего массива Пангеи относительно полюса, который при этом прошел поперек почти всей Гондваны от северо-запада Африки к Австралии. Этот путь почти точно соответствует траектории смещения центров палеозойских оледенений Гондваны, по Мааку.

Менее ясна раннепалеозойская история континентов. Расхождение миграционных кривых на реконструкциях Пангеи между северными и южными континентами дало повод заключить, что палеомагнитные данные свидетельствуют о существовании в раннем палеозое двух разобщенных континентов — Гондваны и Лавразии. Однако достаточно многочисленные и внутренне непротиворечивые данные для построения траектории миграции полюса в раннем палеозое имеются только для одной из составных частей Лавразии — Сибирской платформы.

В решение проблемы глобальных реконструкций для раннего палеозоя большой вклад внесли обобщения, проведенные Брайденом, а также результаты, полученные при совместных палеомагнитных исследованиях по линии КАПГ. Некоторые проблемы, связанные с этими исследованиями, обсуждаются ниже.

3.4.4. О глобальных реконструкциях для раннего палеозоя и позднего протерозоя

При первых же попытках глобальной реконструкции для раннего палеозоя встала проблема полярности, т. е. возник вопрос о том, какой из двух палеомагнитных полюсов считать северным для того или иного литосферного блока. Непротиворечивые реконструкции осуществить не удалось, и однозначного ответа на вопрос об идентификации полярности палеомагнитного поля раннего палеозоя не было получено.

В дальнейшем только Смит, Брайден и Дрюри, а также Буха нашли возможным дать глобальные реконструкции по палеомагнитным данным для раннего палеозоя, другие авторы ограничились частными реконструкциями или просто указанием на то, что существовали досилурийские фазы дрейфа континентов, которые и привели к формированию Пангеи Вегенера. Это вызвано специфическими трудностями: противоречивостью данных для Северной Америки и Европы, связанной, очевидно, с явлениями позднепалеозойского перемагничивания, сложностью тектонического строения и истории каледонских и герцинских складчатых систем, в пределах которых была выполнена бóльшая часть определений.

Более того, даже если для всех плит будут получены такие же хорошие временные ряды наблюдений, как для раннего палеозоя Сибири, однозначного решения, возможно, и не будет получено. Причина лежит в том, что единственный способ однозначной реконструкции взаимного расположения плит — совмещение миграционных кривых — применим лишь в том случае, если совмещаются участки кривых, соответствующие интервалу общего движения плит, без их дифференциальных перемещений; для плит со сложным и быстрым взаимным перемещением метод не применим. Хотя широтное положение плит и их ориентацию относительно древнего меридиана и в этом случае можно будет найти, расположение плит по долготе может быть установлено лишь путем интерполяции между их двумя стабильными положениями. Обращаясь к раннему палеозою, видим, что известно лишь одно — конечное стабильное расположение плит Лавразии, предыдущее же стабильное их состояние пока неизвестно, и лишь после получения полных и непротиворечивых временных рядов палеомагнитных определений для кембрия и протерозоя Северной Америки и Европы можно будет сказать, существовало ли оно вообще. До тех пор палеогеографические реконструкции для раннего палеозоя будут неоднозначными и можно надеяться лишь на вероятное решение, исходя из принципа минимизации всех движений и учета тектонических и палеогеографических связей и соотношений.

Интересную попытку преодолеть эту неопределенность сделал Буха, введя два принципа — неподвижность центра континентальных масс и их движение в соответствии с полем сил Кориолиса. Значение сил Кориолиса в процессе дрейфа континентов и соответствие их перемещений, но уже в мезозое, подчеркнул Н. Н. Форш, развивая свою гипотезу «планетарного равновесия». Менее сложен вопрос о взаимоотношении Сибирской плиты с Гондваной, которая, вероятно, была единой уже в

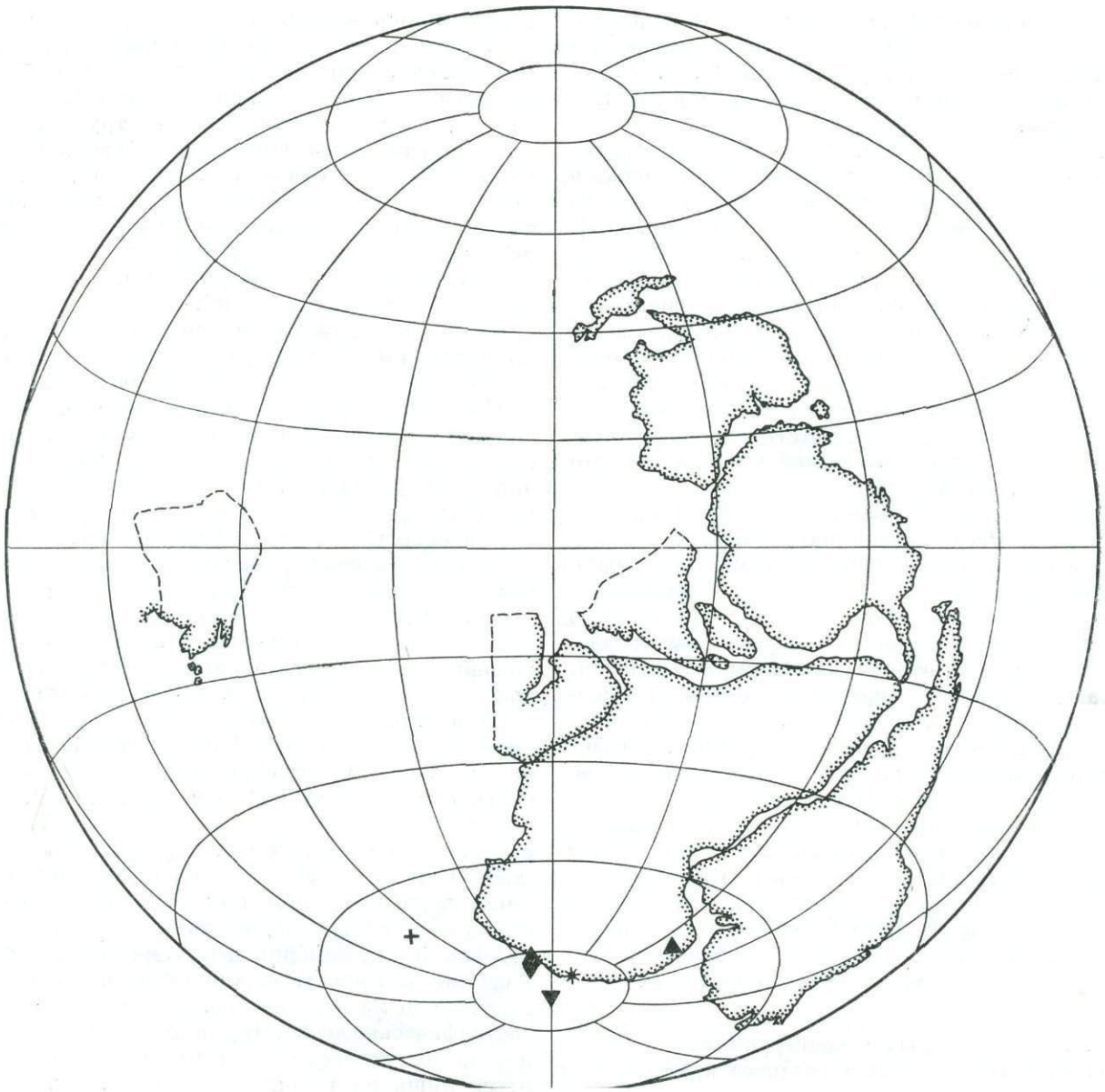


Рис. 3.8. Предполагаемое расположение Гондваны и Сибири в конце протерозоя

Условные обозначения см. рис. 3.7

протерозое. Положение Сибири по отношению к Гондване в раннем палеозое было сходным с позднепалеозойским, так как Сибирские полюсы для раннего палеозоя ложатся на общую траекторию полюса для Гондваны.

Еще труднее исследовать явления тектоники плит в эпохи протерозоя. По геоисторическим и геоструктурным данным почти очевидно единство Гондваны в позднем протерозое. Вопрос о северных континентах остается открытым.

Палеомагнитные данные по протерозою в настоящее время весьма многочисленны. Однако их интерпретация затрудняется целым рядом обстоятельств. Во-первых, они относятся к громадному интервалу времени. Во-вторых, временна́я привязка данных по протерозою осложняется широким развитием наложенных процессов в толщах этого возраста. В результате данные «абсолютного» возраста и возраста «магнитного» (времени образования древней намагниченности) часто относятся к совершенно разным геологическим моментам, не совпадающим

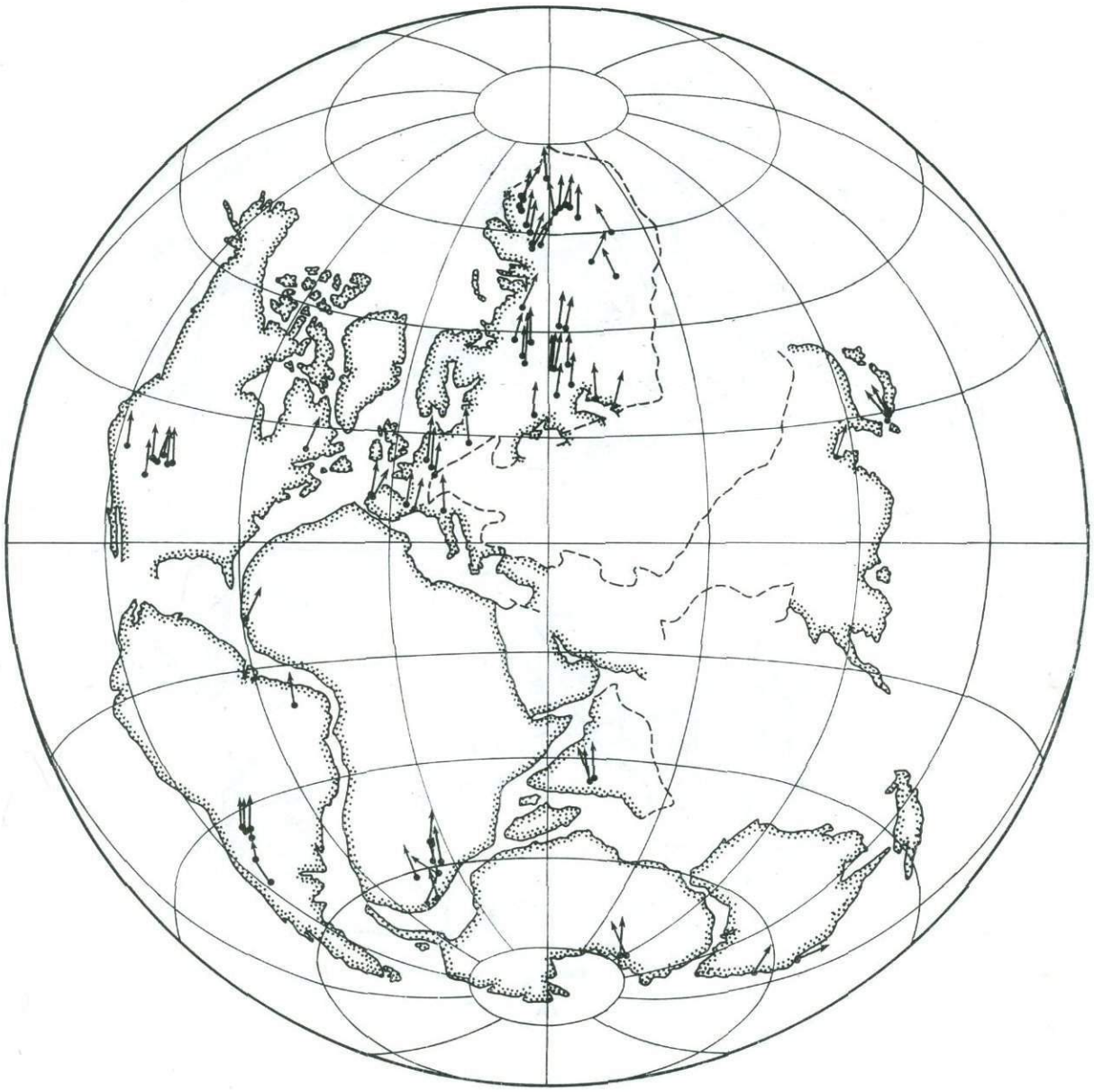


Рис. 3.9. Глобальная реконструкция для раннего триаса
Стрелками показаны средние палеомагнитные направления в районах наблюдений

к тому же с моментом образования породы. Несмотря на указанные неопределенности решения задачи, мы все же попытались по палеомагнитным данным, приведенным в каталогах, реконструировать положение Гондваны и Сибирской плиты для конца протерозоя исходя из принципа минимальных их перемещений за интервал поздний протерозой — ранний палеозой (рис. 3.8).

3.4.5. Глобальные реконструкции для мезозоя

Имея две картины расположения континентов — в перми (см. рис. 3.7) и в современную эпоху, нетрудно представить себе направление и масштабы движения отдельных континентальных блоков и, пользуясь средними палеомагнитными полюсами для каждого блока и каждой эпохи мезозоя, выполнить глобальные реконструкции для этих эпох. Этот метод, однако, оставляет некоторую свободу долготного расположения континентов, и для ее уменьшения был введен принцип минимизации движений. В не-

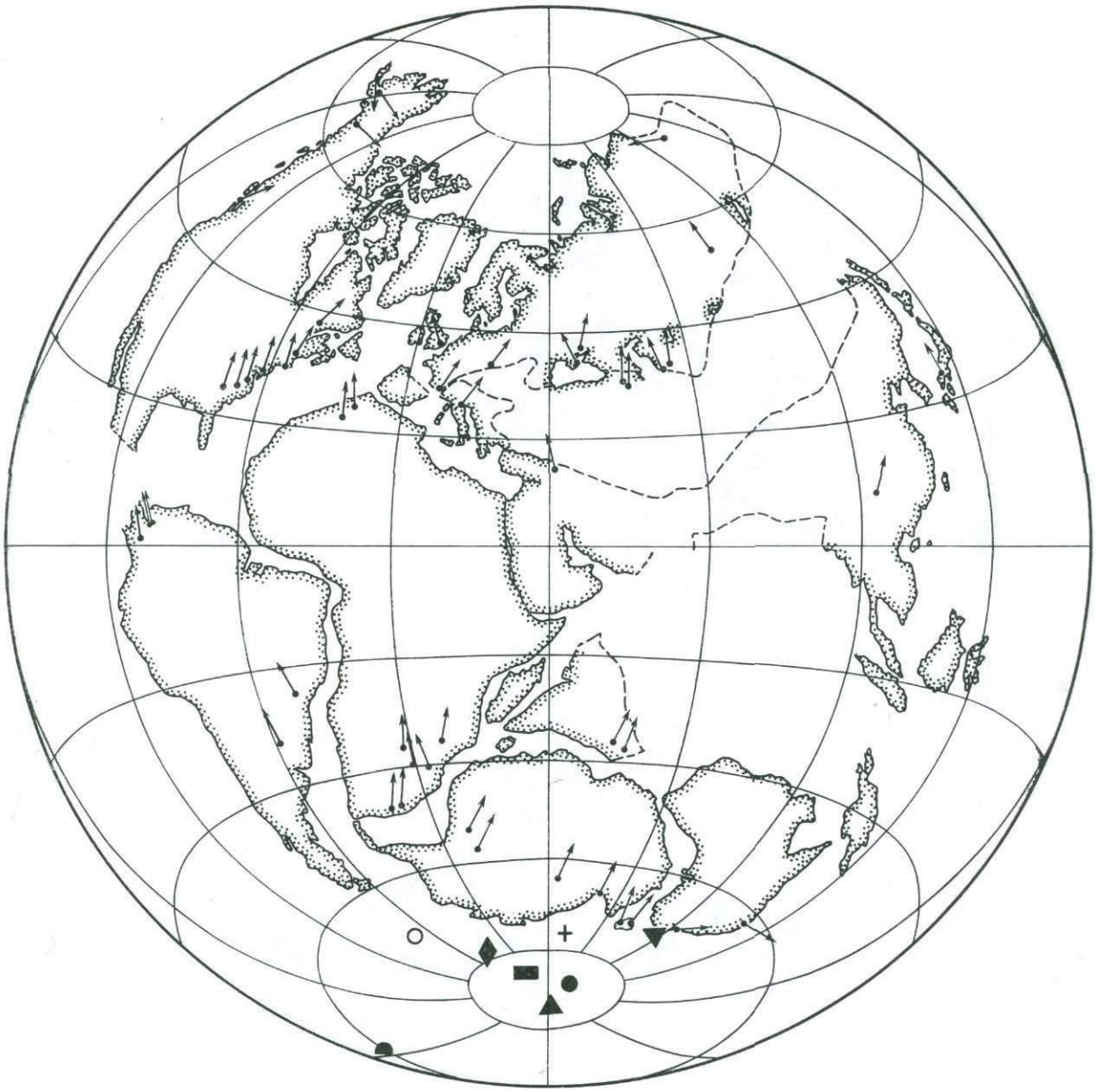


Рис. 3.10. Глобальная реконструкция для юры
Условные обозначения см. рис. 3.7 и 3.9

обходимых случаях вносились коррективы и в расположение блоков по широте и в их ориентацию.

Брайден с соавторами воспользовались другим методом. Их карты для мезозоя и палеогена построены путем совмещения изохрон океанического дна, проведенных на основе анализа линейных магнитных аномалий, и лишь ориентация всей картины расположения континентов проводилась путем совмещения палеомагнитных полюсов для данной эпохи с полюсом географическим.

Сравнение наших реконструкций (рис. 3.9—3.11) с выполненными Брайденом с соавторами показало их общее сходство, что является хорошим подтверждением объективности как обоих методов, так и исходных данных. Однако имеются некоторые различия. Так, наши реконструкции выполнены для таких интервалов времени, которые на большинстве континентов разделяются этапами быстрого перемещения полюса, а не формально для триаса, юры и мела. В них учтено обособление па-

Рис. 3.11. Глобальная реконструкция для середины мела

Условные обозначения см. рис. 3.7 и 3.9

леомагнитных провинций Восточной Азии, что открывает возможность проследить мезозойский дрейф соответствующих плит и дать основу для уточнения истории Тетиса, Монголо-Охотского и Гималайского складчатых поясов. Реконструкции различаются также в деталях, связанных с разной оценкой масштабов горизонтальных деформаций внутри Средиземноморской области и темпа юрского раскрытия Северной и Южной Атлантики. В реконструкциях учтено два варианта расположения Индии и Мадагаскара, ввиду того что для однозначного решения этого вопроса данных недостаточно.

3.4.6. Палеозойские геомагнитные инверсии и модель центрального осевого диполя

Изучение переходных интервалов между зонами различной полярности в разрезах осадочных и вулканогенных толщ может оказаться необходимым для разработки моделей древнего геомагнитного поля. Они могут дать возможность

оценить время геомагнитной инверсии и время существования устойчивого дипольного поля, выяснить роль «экскурсов» и «азимутальных отбросов» поля и проанализировать все явления, влияющие на такие параметры палеомагнитного поля, которые лежат в основе геотектонических приложений палеомагнетизма.

Детальные исследования переходных интервалов в верхнепермских и нижнетриасовых формациях северо-востока Русской платформы и Мангышлака, а также США показали, что, если принять модель центрального осевого диполя, можно различать три типа геомагнитных инверсий. Это — инверсии типа внезапных обращений полярности (единичных или множественных), инверсии, сопровождающиеся значительной дисперсией направлений поля и, наконец, инверсии с постепенным поворотом поля. Все эти три типа инверсий еще раньше были установлены при изучении переходных слоев в разрезах верхнего кембрия и ордовика юга Сибирской платформы.

Разные типы инверсий имеют существенно различное отношение к проблеме центрального осевого диполя. Переходы первых двух типов не могут существенно повлиять на положение средней оси намагниченности пород, а следовательно, и на координаты палеомагнитного полюса, характеризующие поля устойчивой полярности, прямой или обратной. Наличие переходов с явно выраженным поворотом векторов, напротив, может привести к заметному отклонению палеомагнитных полюсов.

В связи с этим наибольший интерес представляют результаты изучения инверсии, завершающей последнюю эпоху неустойчивой полярности геомагнитного поля в позднем кембрии — эпоху перехода $n_5 \rightarrow r_1$. Соответствующий интервал был изучен в трех параллельных разрезах, расположенных в среднем течении р. Лена на протяжении 500 км от дер. Хамра до дер. Змеиново, и повторно, в разрезе Хамра, во время совместной экспедиции, проведенной палеомагнитологами социалистических стран в рамках КАПГ. Эти исследования полностью подтвердили прежние данные о характере перехода $n_5 \rightarrow r_1$ и, что еще более важно, дали дополнительные свидетельства синхронности процессов осаждения и возникновения естественной остаточной намагниченности пород.

Как видно из рис. 3.12, где показаны соответствующие палеомагнитным направлениям положения виртуального геомагнитного полюса, инверсия $n_5 \rightarrow r_1$ несет некоторые общие для данного типа инверсий черты, а именно: предваряющее инверсию смещение виртуальной геомагнитной оси, петлевой характер движения полярной точки, кратковременный «возврат» прежней полярности перед окончательным обращением и остаточное смещение виртуальной геомагнитной оси. При таком характере инверсий и значительной их протяженности во времени зоны систематического смещения палеомагнитных направлений могут занимать в разрезах существенные интервалы. Это явление, вероятно, и послужило причиной «палеомагнитной аномалии» — отклонения среднего виртуального геомагнитного полюса для последовательности пластов, исследованных в обнажении Хамра, по сравнению со средним палеомагнитным полюсом Сибирской платформы.

Суммарное время, в течение которого дипольная составляющая геомагнитного поля перестает быть субаксиальной или исчезает, для конца позднего кембрия, вернее для детально исследованного промежутка времени в 1—1,5 млн. лет, может быть по соотношению мощностей оценено в $(1 \div 2) \cdot 10^5$ лет. Это дает величину 0,1—0,15 для отношения времен существования возмущенного и стабильного поля. Аналогичные оценки для позднетатарского времени, т. е. для последних 5 млн. лет палеозоя, дают величину этого отношения в пределах $0{,}02 \div 0{,}04$. Эти значения, которые требуют уточнения, могут оказаться характерными признаками поля определенных геологических эпох. При рассмотрении как геомагнитной эволюции и глобальной тектоники, так и палеомагнитной стратиграфии интересно проследить изменения этого «индекса палеомагнитной возмущенности» в геологическом времени.

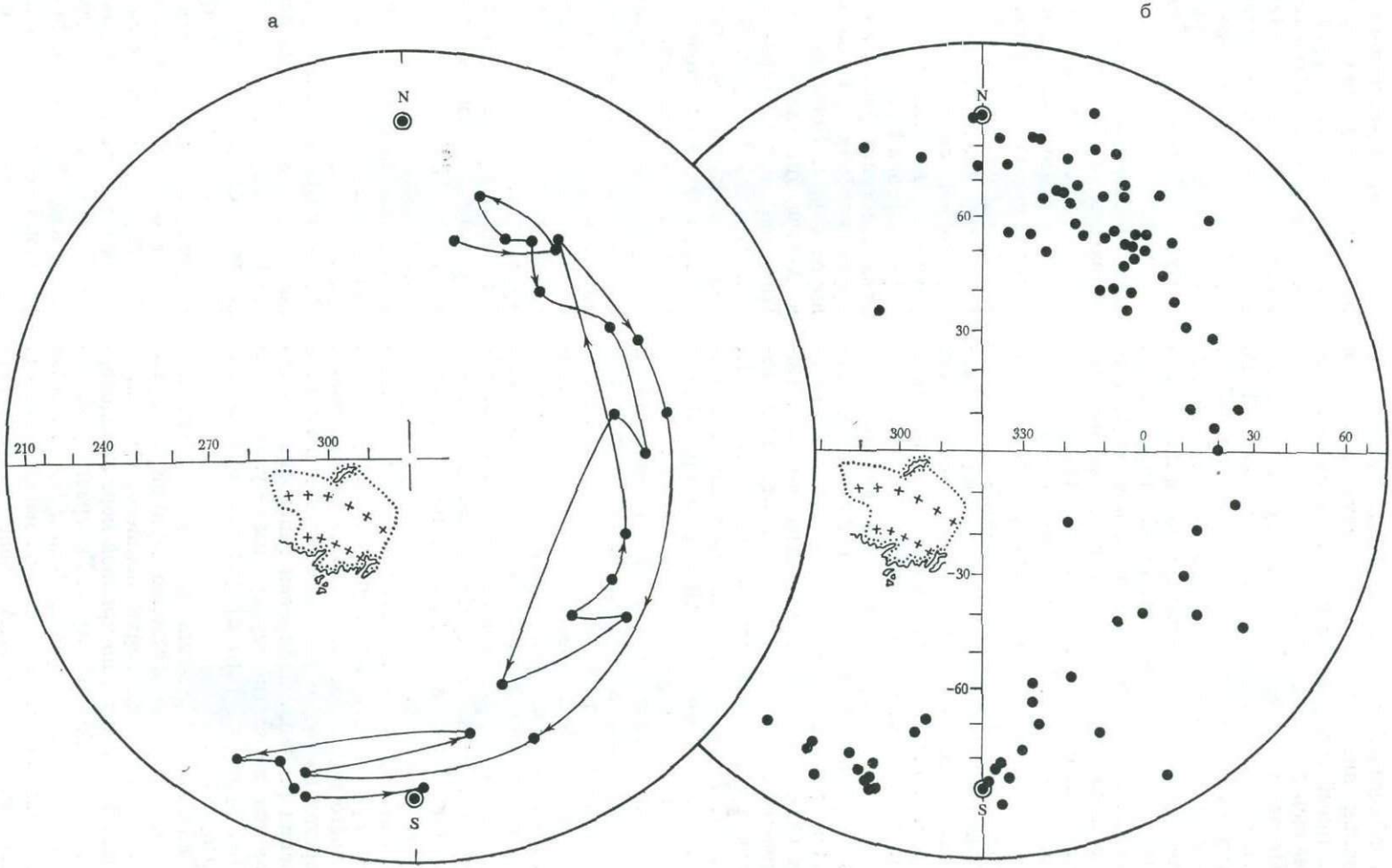
Очевидно, что для решения всех этих проблем необходимо продолжить исследования палеозойских инверсий в пределах всех доступных для таких работ регионов. Эти исследования прежде всего будут необходимы для решения одной из основных проблем геодинамики — эволюции ядра Земли. В частности, для решения проблемы гравитационной дифференциации глубоких недр Земли, возникновения и роста земного ядра было бы чрезвычайно важно изучить древние геомагнитные инверсии с целью поисков их эволюционирующих характеристик.

3.4.7. Магнитостратиграфическая шкала фанерозоя и режимы геомагнитных инверсий

Разработка проблем теории геомагнетизма, геотектоники и стратиграфии во многом определяется детальностью имеющейся магнитостра-

Рис. 3.12. Виртуальные геомагнитные полюсы во время позднекембрийской инверсии относительно палеогеографической сетки

а — путь полюса во время инверсии по данным изучения обнажения Хамра на р. Лена; *б* — распределение полюсов во время той же инверсии, полученное при изучении параллельных разрезов. Контуром показана часть Восточной Сибири: вверху — оз. Байкал, внизу — архипелаг Северная Земля



тиграфической шкалы. Палеомагнитные исследования предшествующего десятилетия дали обширный материал, систематизация которого началась лишь недавно.

Первая попытка обобщить результаты палеомагнитно-стратиграфических исследований по всему палеозою была предпринята еще в 1965 г. Несколько позже появилась магнитохронологическая шкала Кокса для плиоцена и квартера и первые работы по магнитной стратиграфии мезозоя. На основе этих работ и в результате накопления новых данных стало возможным построение сводной магнитостратиграфической шкалы фанерозоя. Решению этой задачи, безусловно, способствовали и первые работы в области палеомагнитной систематики.

Ниже дается краткое описание сводной палеомагнитной шкалы фанерозоя, представленной на рис. 3.13. При этом использована терминология, предложенная Подкомиссией по палеомагнитной шкале Международной комиссии по стратиграфии. Единственным изменением является употребление магнитостратиграфических единиц как хроностратиграфических. Полярность геомагнитного поля в отдельные отрезки времени обозначена индексами N, R, Rn, Nr, NR — соответственно прямая, обратная, преобладание обратной или прямой, их приблизительное равенство в разрезе.

В палеозойской части шкалы выделяются пять гиперзон, временные эквиваленты которых имеют длительность 50—80 млн. лет.

Аргинская R-гиперзона включает верхи венда, весь нижний отдел и амгинский ярус среднего отдела кембрия. Наиболее детально она изучена на территории Алданского щита, обнаружена также в Прибайкалье, в разрезах усть-тагульской свиты, и на Южном Урале в басинской толще.

Сибирская Rn-гиперзона охватывает майский ярус среднего кембрия и бóльшую часть нижнего ордовика. Ее строение установлено в разрезах по рекам Алдан, Оленек и в среднем течении р. Лена. Сибирская гиперзона подразделяется на четыре суперзоны — улаханскую (NR), бурскую (Rn), иркутскую (NR) и хадарскую (R).

Байкальская Nr-гиперзона выделяется как интервал преимущественно прямой полярности, включающий верхи нижнего, средний и верхний ордовик и по крайней мере лландоверский ярус нижнего силура. Гиперзона установлена в разрезах на реках Лена и Непа, там же исследовано ее строение и обосновано деление на северобайкальскую (NR) и непскую (N) суперзоны.

Донецкая Rn-гиперзона первоначально установлена в интервале от фаменского яруса девона до башкирского яруса карбона включительно. В свете имеющихся сейчас данных ее объем может быть увеличен (см. рис. 3.13). Донецкая гиперзона подразделяется на тихвинскую и дебальцевскую суперзоны, впервые установленные в Тихвинском районе и в Донбассе.

Палеомагнитная характеристика тихвинской Rn-суперзоны и вопрос о ее границах в большой степени зависят от решения проблемы палеомагнетизма девона. Дебальцевская NR-суперзона объединяет серию разнополярных магнитозон намюрского, башкирского и нижней части московского ярусов. Эта группа магнитозон зафиксирована в разрезах США в верхах пенсильвания, в Южной Африке — в среднекарбоновой серии Двайка, в Южной Америке — в нижней части серии Паганзо.

R-гиперзона Киама в европейской части СССР охватывает интервал от середины московского яруса карбона до верхнетатарского подъяруса перми. Впервые этот интервал выделен в Австралии, где он включает Верхнюю и Нижнюю морские серии и большую часть серии Верхний Каттунг. В Западной Европе гиперзона Киама соответствует вестфальскому (вестфал B и C) и стенаскому ярусам карбона и почти всей перми, включая цехштейн. В Южной Африке гиперзона Киама представлена свитой Экка, в Южной Америке — средним и верхним Паганзо. В разрезах США гиперзоне Киама эквивалентны верхний пенсильваний и практически вся пермь, исключая ярус Очоа.

В разрезе мезозоя доминируют образования с прямой полярностью, среди которых выделяются более 30 зон обратной полярности. Распределение последних зон по разрезу неравномерно, что позволяет выделить четыре гиперзоны, длительностью от 25 до 60 млн. лет (рис. 3.13, 3.14).

NR-гиперзона Иллавара как самостоятельное подразделение выделена в разрезах Русской платформы, где ее нижняя граница проходит в середине татарского яруса перми. Верхняя граница Иллавары, как показывают разрезы, исследованные на Таймыре, приурочена к основанию верхнего триаса. Гиперзона Иллавара прослеживается в разрезах верхней перми и триаса многих районов мира. В Северной Америке к ней относятся верхи яруса Очоа и триасовые формации Моункопи и Чагуотер (за исключением верхов последней), в Западной Европе — «пестрый песчаник», в Кузбассе — ерунаковская подсерия.

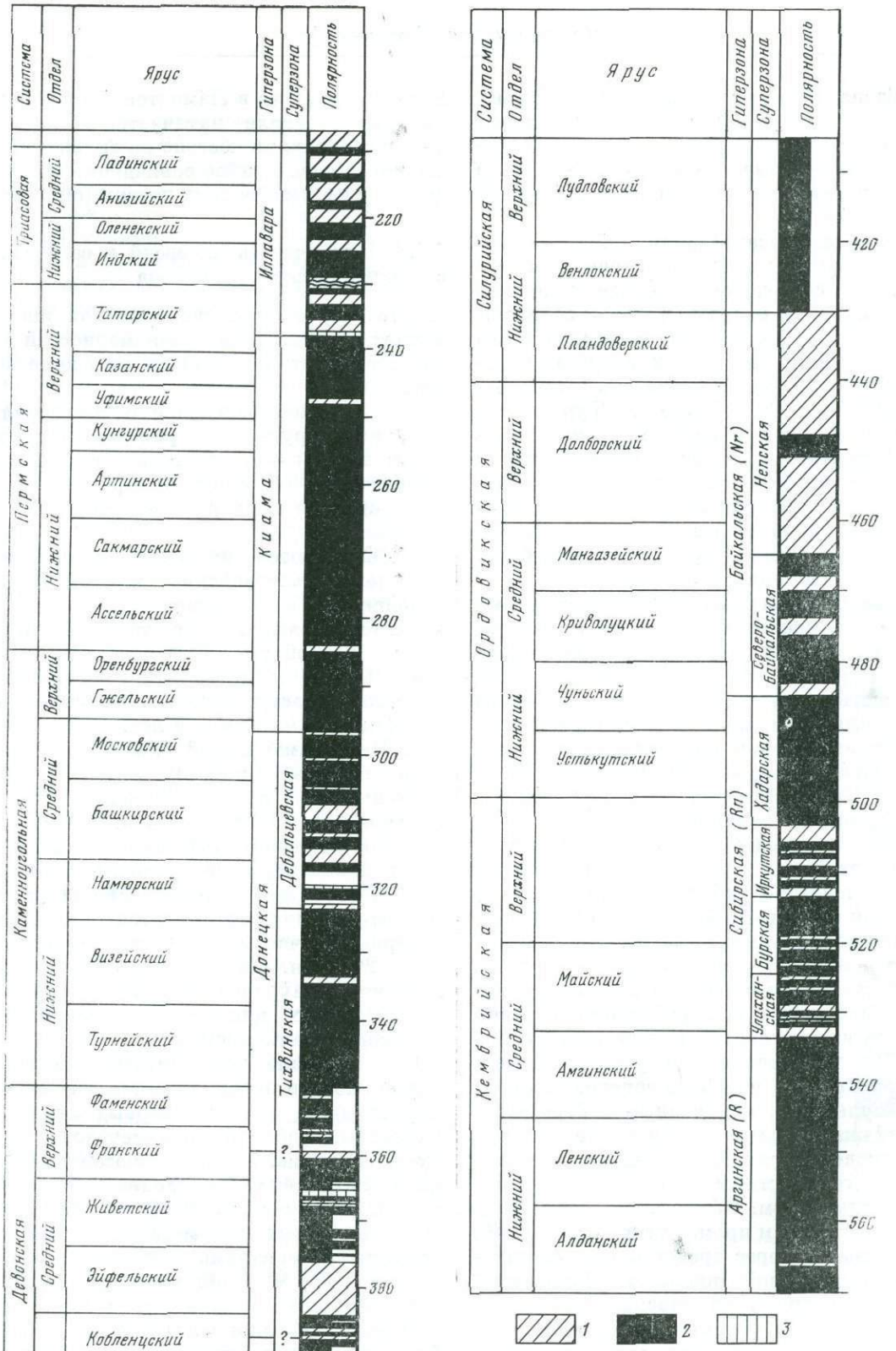


Рис. 3.13. Палеомагнитная шкала палеозоя СССР

Полярность: *1* — прямая, *2* — обратная, *3* — переменная. Привязка к абсолютному возрасту согласно геохронологической шкале СССР

N-гиперзона Ньюарк охватывает верхний триас и заканчивается в нижней юре (исключая домер и тоар). Непрерывный разрез зоны нигде не получен, отдельные его части изучались в Северной Америке, на Южном Урале и на северо-востоке СССР.

NR-гиперзона Гиссар (верхи лейаса — неоком) выделяется как интервал переменной полярности, где сосредоточено более половины R-зон, известных в мезозое. Группа сближенных зон обратной полярности в нижней части гиперзоны выделена в юрских разрезах Северо-Востока СССР и подтверждена на севере Западной Сибири, в Закавказье и Туркмении. С ними коррелируются, видимо, R-зона Котсволд в лейасе Англии, а также зоны Мазеру и Матейк, выделенные в юрских лавах Родезии. Вторая группа сближенных зон (келловей — неоком) получила наиболее детальную стратиграфическую характеристику в разрезах севера Западной Сибири.

Nr-гиперзона Джалал по стратиграфическому объему (апт — маастрихт) почти соответствует N-интервалу Меркантон, выделенному Мак-Элхини и Буреком. Внутри гиперзоны выделяются шесть зон обратной полярности в аптском, альбском, коньякском, верхах сантонского, кампанском и маастрихтском ярусах (см. рис. 3.14), которые прослеживаются в Туркмении, Азербайджане, Средней Азии, а также на Северо-Востоке СССР.

Магнитостратиграфическая шкала кайнозоя пока не может быть составлена, так как подавляющее большинство работ посвящено только позднему плиоцену и плейстоцену (4,5—0 млн. лет). Имеющиеся данные по палеогену и большей части неогена фрагментарны и дают лишь общее представление о режиме инверсий в последние 70 млн. лет. С позиций палеомагнитной систематики весь кайнозой представляет собой единую Среднеазиатскую гиперзону переменной полярности. Ее палеоцен-эоценовая часть, судя по результатам, полученным в Туркмении и Азербайджане, сложена сравнительно небольшим числом магнитозон. Для верхнего палеогена и неогена составлено несколько местных палеомагнитных схем. Общее число геомагнитных инверсий в этом промежутке достигает 60.

Несомненный интерес представляет сопоставление палеомагнитной шкалы с Ламонтской шкалой, составленной по морским магнитным аномалиям, которые интерпретировались с позиций гипотезы разрастания морского дна и инверсий геомагнитного поля. Эти шкалы обнаруживают вполне удовлетворительную сходимость в основных чертах своего строения. В частности, как в Ламонтской, так и в палеомагнитной шкале намечается более частое чередование зон в неогене по сравнению с палеогеном. Почти полное совпадение шкал наблюдается в их мезозойских частях (см. рис. 3.14).

3.4.8. Цикличность инверсий и ее связь с цикличностью тектогенеза

Анализ строения палеомагнитной шкалы позволяет отметить ряд закономерностей в развитии геомагнитного поля за последние 600 млн. лет.

1. В течение фанерозоя существовали, сменяя друг друга, два режима геомагнитного поля: первый — относительно стабильное поле прямой или обратной полярности, второй — возбужденное поле с многократными частыми инверсиями.

2. Выделяются три основных этапа в эволюции поля: палеозойский, мезозойский и кайнозойский. Геомагнитное поле в эти отрезки характеризовалось соответственно преобладанием обратной, прямой и переменной полярности. Начало каждого этапа эволюции поля опережает наступление соответствующей эры на несколько миллионов лет.

3. В палеомагнитной шкале выделяются десять крупных подразделений — гиперзон — длительностью по 40—80 млн. лет. Каждая из гиперзон обладает неповторимыми особенностями строения, отражая тем самым этапность в эволюции геомагнитного поля.

4. Поступательно-циклическое развитие геомагнитного поля выражается в повторяемости интервалов частых инверсий приблизительно через 200 млн. лет. Интервалы переменной полярности приурочены к конечным этапам геотектонических циклов — каледонского, герцинского и альпийского.

Связь режима геомагнитных инверсий с геотектоникой не ограничивается указанной выше корреляцией. Еще на первых этапах палеомагнитных работ было замечено, что перемещение палеомагнитных полюсов вдоль миграционных кривых происходит крайне неравномерно. Для каждой из платформ длительные периоды малых перемещений сменяются короткими интервалами быстрых сдвигов. Как отмечали Ю. М. Шейнманн и Э. А. Молостовский, эти этапы совпадают с эпохами максимальной тектономагматической активности, будучи также приурочены к концам каледонского, герцинского и альпийского циклов и отмечая завершение наиболее мощных орогенических эпох (рис. 3.15).

Как явствует из концепции подвижных литосферных плит, интенсивность глобального тектонического процесса наиболее ярко должна отражаться на колебаниях уровня Мирового океана. Эти колебания в историко-геологическом плане регистрируются мировыми трансгрессиями и регрессиями, интенсивность которых можно оценить по площади современных континентов, занятых эпиконтинентальными морями в ту или иную геологическую эпоху. Графики изменения этой площади в свое время неоднократно строились как для всей Земли, так и для отдельных континентов. Сопоставление этих графиков с графиком частоты геомагнитных инверсий для последних 600 млн. лет также указывает на высокую корреляцию геомагнитных и геотектонических явлений. Примечательно, что эпохи частых инверсий коррелируют с мировыми регрессиями, причем начало таких эпох предваряет наступление регрессий приблизительно на 10 млн. лет. Как отмечалось, к этим же моментам приурочены перестройки движения литосферных плит (скорости и направления движения).

Таким образом, и эти сопоставления подтверждают глубокое заложение источников тектонических процессов и единство эндогенного процесса в Земле. Конкретные механизмы связи геомагнитных и геотектонических явлений наметить пока еще очень трудно. Однако можно высказать предположение, что гравитационная дифференциация на нижней границе мантии, может быть являющаяся двигателем механизма геомагнитного динамо, в то же время обусловливает и конвекцию вещества мантии; эта конвекция, в свою очередь, контролирует движения литосферных плит. В этой связи естественным выглядит и запаздывание геотектонических явлений по сравнению с геомагнитными; возникает также возможность оценки скорости передачи возмущений чере мантию.

3.4.9. Изучение инверсий геомагнитного поля

Специальный интерес представляет протекание инверсий. Инверсии отражают разрушение и восстановление процесса генерации геомагнитного поля и, таким образом, ближе, чем какое-либо другое явление, могут подвести к пониманию того, что представляет собой механизм генерации. С позиций изучения происхождения геомагнитного поля и протекающих в ядре процессов в первую очередь интересны черты, общие для всех инверсий. Если инверсии протекают стереотипно, разобраться в их механизме и в механизме генерации поля, очевидно,

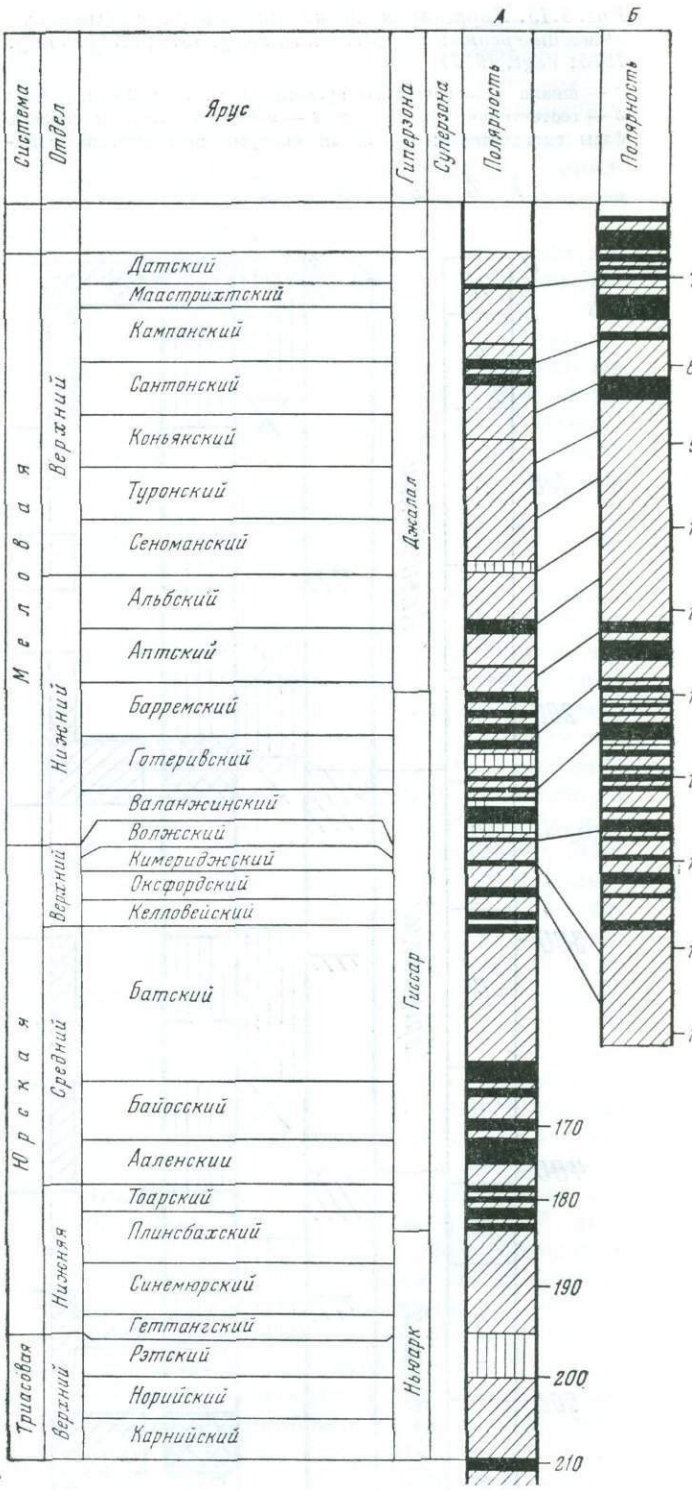
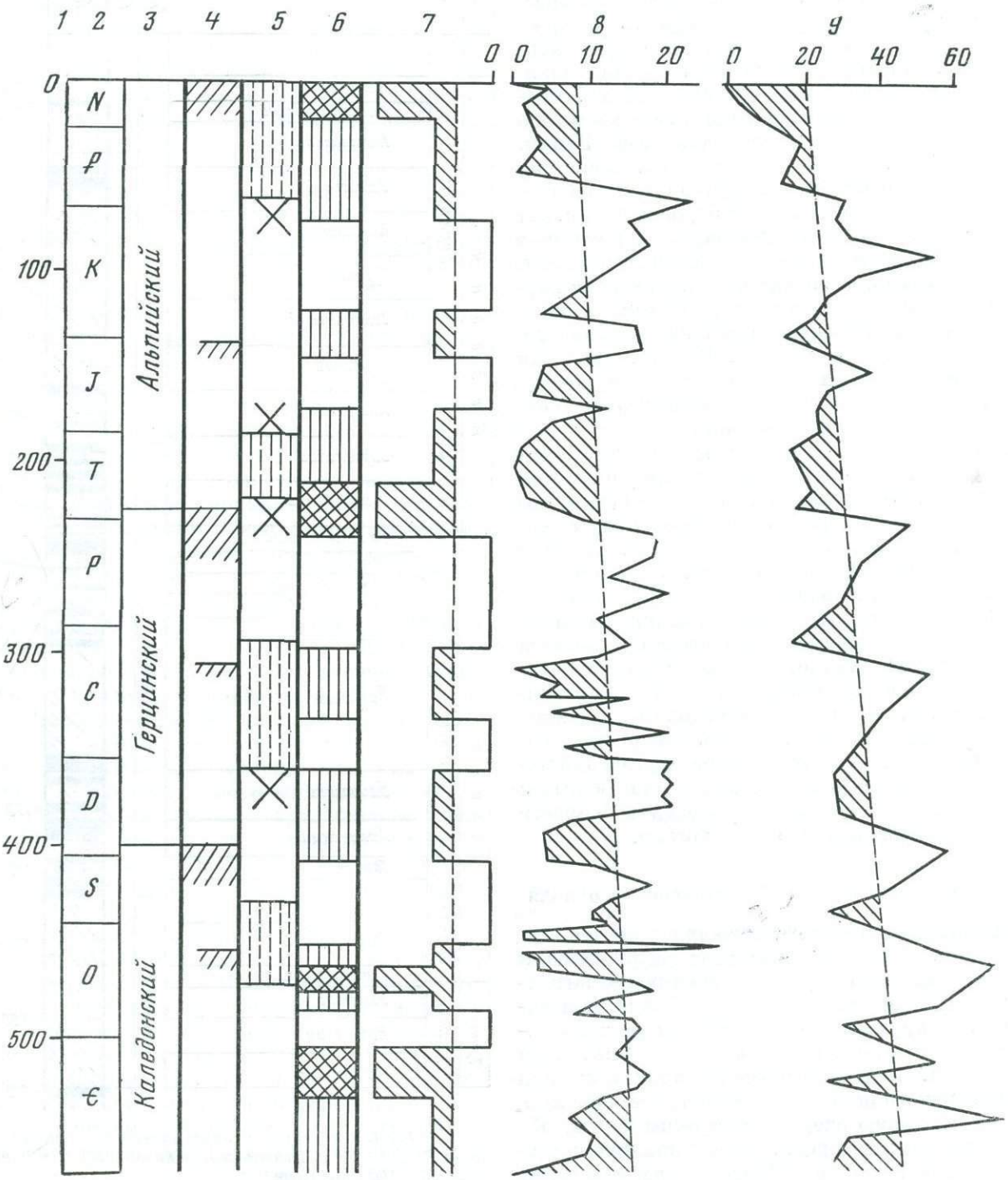


Рис. 3.14. Сопоставление палеомагнитной шкалы мезозоя СССР (А) с Ламонтской шкалой (Б) для интервала 65—160 млн. лет

Условные обозначения см. рис. 3.13

Рис. 3.15. Корреляция глобальных явлений с геомагнитными инверсиями (по Молостовскому, 1970; Шейнманну, 1975; Vogt, 1975)

1 — шкала геологического времени, млн. лет; *2* — периоды; *3* — геотектонические циклы; *4* — эпохи поднятий и главные фазы складчатости; *5* — эпохи быстрых перемещений палеомагнитных полюсов (заштрихованы) и массового излияния траппов (крестики); *6* — режимы геомагнитного поля (более густая штриховка соответствует более частым инверсиям), *7* — то же, в виде графика; *8* — изменение во времени доли площади Северной Америки (%), занятой морскими отложениями; *9* — то же, для всех континентов, млн. км²



проще. С другой стороны, ценность палеомагнитной стратиграфической шкалы намного возросла бы, если бы оказалось, что инверсии обладают индивидуальными особенностями. В этом случае можно распознавать инверсии в разрезе независимо от полноты разреза, т. е. привязка отдаленных разрезов палеомагнитным методом будет осуществляться с точностью около 10 тыс. лет для кайнозоя и не более 100 тыс. лет для более древних эпох.

Инверсия может быть охарактеризована следующими параметрами:

1) напряженность геомагнитного поля во время инверсии;

2) степень возмущенности поля: отношение амплитуды палеовариаций во время инверсии к палеовариациям во время стационарного поля;

3) время протекания инверсии;

4) характер распределения виртуальных полюсов во время инверсии;

5) координаты виртуальных полюсов во время инверсии;

6) степень дипольности поля во время инверсии.

Несмотря на то что инверсии давно привлекают внимание исследователей и что к настоящему времени их изучено около 60, данных для характеристики каждой из инверсий вообще недостаточно. Это связано, с одной стороны, с тем, что в ряде случаев даже при сплошном отборе образцов из-за перерывов в осадконакоплении, малой скорости осадконакопления и присутствия в разрезе пород, не подходящих для палеомагнитных исследований, инверсия оказывается охарактеризованной всего несколькими точками. Кроме того, ряд методических приемов, оправдывающих себя при палеомагнитных исследованиях стационарного поля, оказывается неприменимым или мало надежным при изучении инверсий. Методика определения палеонапряженности и палеовариаций вообще требует серьезной доработки.

Общей чертой всех инверсий является понижение напряженности геомагнитного поля. Это понижение по данным для разных инверсий составляет 3—10 раз. Поскольку методика определения палеонапряженности различна у разных авторов, можно говорить только о порядке величины. Существенно то, что нигде не было обнаружено отсутствие поля во время инверсий.

В подавляющем большинстве случаев инверсия начинается с понижения поля. Изменение полярности происходит на фоне уже пониженного поля. После достижения полюсом нового положения восстанавливается прежняя напряженность поля. Некоторыми авторами было отмечено кратковременное возрастание напряженности поля в начале и конце инверсии. Отмечается также, что во время инверсии напряженность поля меняется с периодом порядка 10 тыс. лет; эта вариация является основным периодом динамо-механизма.

Относительное изменение палеовариаций является наиболее плохо изученной характеристикой. Для нескольких инверсий было обнаружено возрастание амплитуды вековых вариаций, происходящих на фоне понижающегося поля и являющегося как бы спусковым механизмом инверсии: именно после такого возрастания амплитуды наблюдается перемещение геомагнитной оси. Существенно, что ни в одном случае не было обнаружено каких-либо специфических вариаций поля, предваряющих понижение напряженности.

Время протекания инверсий оценивается в 10^4 лет для кайнозойских инверсий и 10^5 лет для палеозойских, однако нет уверенности, что такое различие не связано лишь с особенностями методического подхода. Для детально изученных кайнозойских инверсий выяснено, что они включают три различных процесса, занимающих существенно разное время: пониженная напряженность поля, на фоне которой разыгрывается процесс инверсий, существует 30—50 тыс. лет, процесс переполюсовки от исходного стационарного положения полюсов до обратного занимает около 10 тыс. лет и, наконец, резкие изменения положения полюса на расстоянии больше 90° дуги большого круга могут происходить за сотни лет, а возможно, и скорее (рис. 3.16).

При описании мезозойских и кайнозойских инверсий часто отмечается, что они состоят из нескольких (от 3 до 10) последовательных изменений полярности, которые в общей сложности занимают время 10^5 лет. Время одного изменения полярности оценивается в 10^2 лет. В настоящее время нельзя сказать, относятся ли последовательные изменения полярности к одной инверсии или представляют собой отдельные следующие друг за другом инверсии. Различить эти два случая можно будет только тогда, когда будут уверенные и подробные данные об изменении напряженности поля. Для теории геомагнитного поля вопрос о том, какое из явлений имеет место (длительная сложная инверсия или следующие друг за другом инверсии), представляет принципиальную важность. Для стратиграфии число следующих друг за другом изменений полярности является харак-

Рис. 3.16. Перемещение палеомагнитных полюсов во время инверсий (по исследованиям в Западной Туркмении). Составил Г. З. Гурарий

А — инверсия N—R в среднем сармате; *Б* — инверсия Гаусс — Каена — Гаусс; *В* — инверсия Гаусс — Матуяма. Светлые значки — восточное полушарие; темные — западное полушарие

терной особенностью определенного временно́го интервала; оно может быть использовано как опознавательный признак независимо от своего происхождения.

Наиболее яркой особенностью инверсии является «путь полюса» во время инверсии или, точнее говоря, расположение на поверхности земного шара последовательных во времени виртуальных полюсов. Термин «виртуальный полюс» означает, что его координаты рассчитаны формально по закону дипольного поля, хотя существование во время инверсий дипольного поля не установлено и, более того, сомнительно. При недипольном поле изменение положения виртуальных полюсов во времени

может означать не перемещение геомагнитной оси, а возникновение и разрушение геомагнитных полей, в сумме образующих мультипольное поле.

Вопрос о дипольности геомагнитного поля в прошлом внимательно изучается — он является одним из центральных для разработки теории геомагнитного поля. Есть достаточно веские данные, доказывающие, что стационарное поле во все эпохи было близко к дипольному, как и современное поле. Для решения вопроса о дипольности поля во время инверсий необходимо иметь данные об одной и той же инверсии, записанной в намагниченности пород разных континентов. Такие данные чрезвычайно скупы и, кроме того, противоречивы. Так, путь полюса для инверсии Матуяма — Брюнес по данным для территории Чехословакии и Японии совпадает, в то время как для Америки получается другой путь полюса. Дипольность поля во время инверсии трудно предположить исходя из теоретических соображений: вероятно, инверсии являются результатом нарушения основных конвективных движений в жидком ядре развивающейся по тем или иным причинам мелкомасштабной турбулентности, а мелкомасштабная турбулентность легко может привести к возникновению дополнительных магнитных полей, что и означает нарушение дипольности.

Для целей стратиграфии вопрос о дипольности поля менее важен, чем для теории происхождения геомагнитного поля. Важно, что характерные черты инверсии прослеживаются на расстояниях нескольких сотен километров (Бураков, Гурарий и др., 1976), т. е. в пределах региона инверсия распознаваема.

Наиболее характерной чертой инверсии, как говорилось выше, является характер перемещения полюса и интервал координат, в котором происходит перемещение. По характеру движения полюса инверсии можно подразделить на шесть типов: 1) субмеридиональное перемещение, 2) квазимеридиональное перемещение с кратковременным возвратом к прежней полярности (петлей возврата), 3) субширотное перемещение, 4) пребывание полюса преимущественно в низких широтах, 5) пребывание полюса преимущественно в высоких широтах, 6) хаотическое расположение полюсов.

Если характеризовать инверсию типом движения и преимущественным интервалом долгот, где встречаются виртуальные полюсы, то, возможно, это позволит отличать близко расположенные во времени инверсии одну от другой. Для кайнозойских инверсий данные, имеющиеся в настоящее время, дают обнадеживающую картину.

3.4.10. Магнитостратиграфическое изучение новейших отложений СССР

Инверсии магнитного поля можно рассматривать как своеобразный «сигнал точного времени» внутренних часов планеты Земля. Они представляют идеальный репер синхронизации геологических событий при условии, что имеется возможность достоверного их опознания.

Поскольку сами инверсии недостаточно индивидуальны, то опознание их производится косвенным путем — через физический или геологический возраст отложений, в которых они фиксируются.

К началу 70-х годов в использовании инверсий при изучении новейших (плиоцен-четвертичных) отложений возникло два направления: магнитохронометрическое и магнитостратиграфическое. Первое, развивавшееся преимущественно американскими магнитологами и радиологами, привело к созданию в 1963—1968 гг. магнитохронометрической шкалы Кокса, основанной примерно на 150 аргоновых датировках 25 инверсий, установленных в эффузивных толщах в интервале последних 5 млн. лет. Временной объем этой шкалы лимитируется точностью аргонового метода (для 5 млн. лет ошибка составляет около 150 тыс. лет, т. е. почти равна средней длительности магнитозоны).

Второе, магнитостратиграфическое направление, развивавшееся преимущественно советскими магнитологами и стратиграфами, возникло раньше магнитохронометрического [1]. Основы его заложены трудами А. Н. Храмова (Храмов и др., 1958), выявившего и скоррелировавшего в плио-плейстоцене Азербайджана и Туркмении 13 магнитозон, т. е. почти все подразделения будущей шкалы Кокса. Современное состояние магнитостратиграфической шкалы новейших отложений СССР и методики магнитостратиграфических исследований широко освещено в томе 3 коллективной монографии «Геохронология СССР» (1974).

Остановимся на основных итогах упомянутого обзора с учетом новых данных, опубликованных в 1973—1975 гг.

В отличие от зарубежных магнитологов боль-

[1] Магнитостратиграфическое изучение опорных разрезов новейших осадочных образований за рубежом началось лишь в 70-х годах.

шинство советских исследователей пришли к выводу, что подразделения шкалы Кокса малоудобны для выполнения детальных магнитостратиграфических исследований. В связи с этим основными подразделениями магнитостратиграфической шкалы СССР предложено считать сезоны — интервалы разреза, отличающиеся от выше- и нижележащих интервалов знаком преобладающей полярности и могущие быть однозначно опознанными по комплексу палеомагнитных и палеонтологических признаков (рис. 3.17). По объему сезоны примерно соответствуют магнитозонам первоначальной схемы А. Н. Храмова. Они в 3—5 раз меньше эпох полярности шкалы Кокса, но больше отдельных событий этой шкалы. Объем сезонов меньше объема биостратиграфических зон частного обоснования (по млекопитающим, моллюскам, фораминиферам) примерно в 2 раза.

Эталонным разрезом для разработки биомагнитостратиграфической шкалы сезонов признан Понто-Каспийский, наиболее полный в СССР и прекрасно охарактеризованный палеонтологически. Шкала включает 11 сезонов, нумеруемых сверху вниз отдельно для сезонов прямой и обратной полярности, т. е. N1, R1, N2, R2 и т. д. Сезоны разделяются по знаку полярности на субсезоны, нумеруемые внутри каждого сезона сверху вниз, т. е. n1, r1, n2, r2 и т. д.

Сезоны N1, R0, N0, сопоставляемые с эпохой полярности Брюнеса, включают бóльшую часть четвертичных отложений. Нижняя граница — инверсия R1—N1 — располагается в слоях с тираспольским комплексом млекопитающих, в верхах чаудинской биозоны Didacna Tschaudae и в верхах верхнего апшерона.

Граница верхнего (N0) и среднего (R0) сезонов проводится по верхней инверсии секалинского или чеганского эпизода, выявленного В. И. Трухиным в 1967 г. и доказанного С. С. Фаустовым в 1971 г. в отложениях максимального днепровского оледенения. Возраст инверсии по термолюминесценции кварца около 280 тыс. лет. Внутри сезона N0 выделяются субсезоны, стратиграфическое положение которых еще недостаточно определено. Сезон N0 опознается по наличию мамонтовой фауны.

Сезон R0 охватывает интервал от инверсии R0 — N0 до нижней инверсии урекского эпизода N1 — R0, выявленного В. В. Кочегурой в морских древнеэвксинских слоях Черноморского бассейна с фауной Didacna pallasi и Abra ovata. Термолюминесцентный возраст нижней инверсии — 330±58 тыс. лет — вероятно, занижен. В континентальных отложениях сезон R0 устанавливается в слоях с хозарской фауной млекопитающих.

Сезон N1 охватывает бакинские и верхнечаудинские морские слои с Didacna rudis и Didacna tschaudae, а в континентальных отложениях характеризуется фауной тираспольского комплекса млекопитающих, как и сезон R1.

Сезон R1 выявлен в низах верхнего апшерона и в средней части чаудинской биозоны. К нему относится бóльшая часть разреза раннеокского криомера (морена в Белоруссии, приазовский лёсс на Украине). Термолюминесцентные датировки от 600 до 900 тыс. лет.

Сезон N2, сопоставляемый с харамильским событием, устанавливается в верхах среднего апшерона в слоях с руководящей фауной Apsheronia propingua. K-Ar датировка стекла из пеплов в разрезе на оз. Зых — 820±250 тыс. лет. В Причерноморье сезон N2 выявлен в низах чаудинской биозоны — в слоях с Didacna tschaudae pavlovae и в кровле гурийских слоев. В разрезах горы Цвермагал — парастратотипе биозоны Didacna tschaudae — В. В. Кочегурой доказано трехчленное строение сезона (n1, r1, n2). Возраст нижнего n2 субсезона — квемонатанебского, — вычисленный по осадконакоплению, 1070—1100 тыс. лет.

Сезон R2 соответствует низам среднего — верхам нижнего апшерона, а в Причерноморье — верхней части гурийской биозоны Digressodacna digressa, в континентальных отложениях он опознается по наличию таманской фауны млекопитающих, возраст которой по отношению Th/U определяется В. В. Чердынцевым в 1250 тыс. лет.

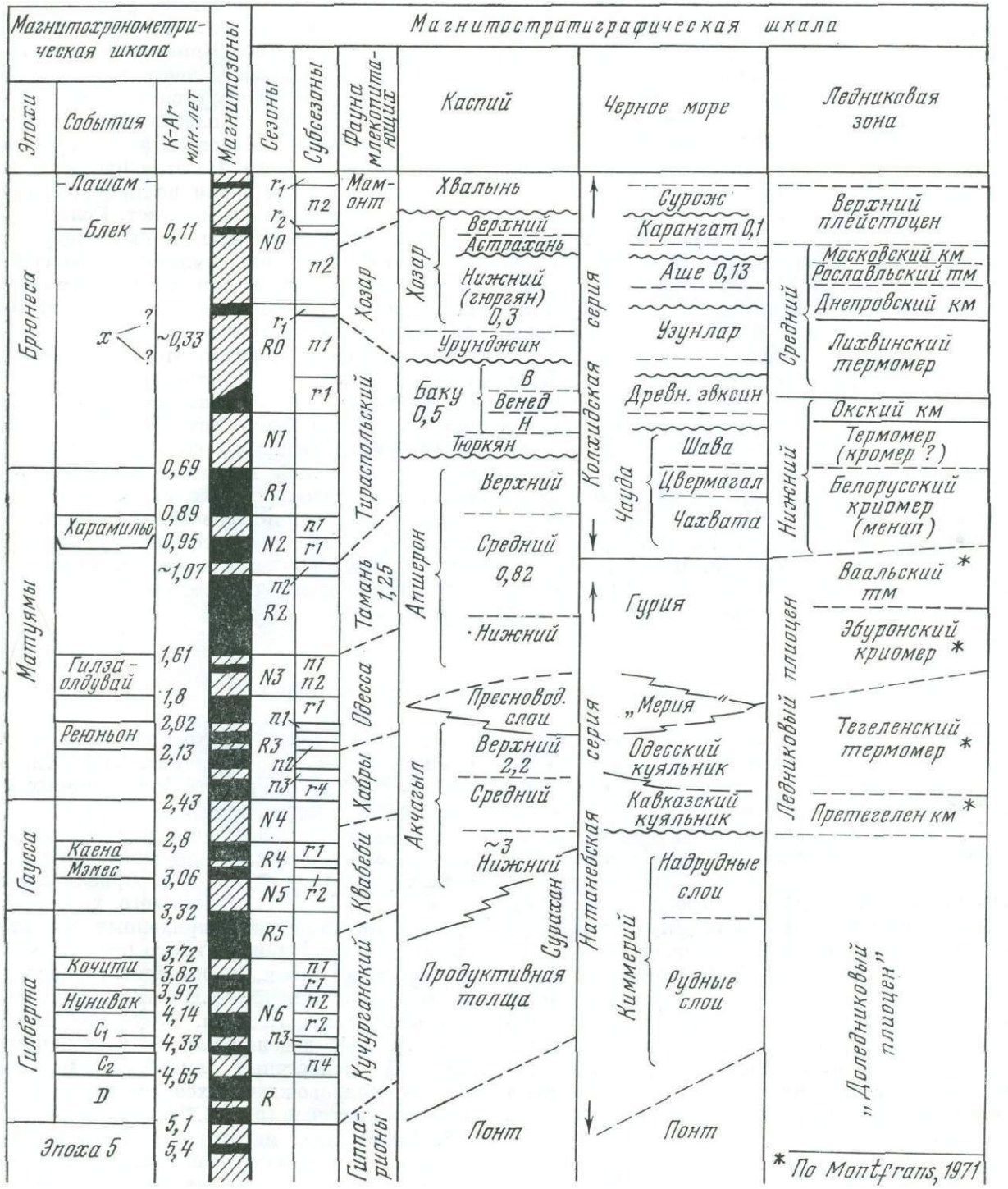
Сезон N3, сопоставляемый с событиями гилза и олдувай, устанавливается в низах нижнего апшерона и низах гурийской биозоны, а в континентальных отложениях в слоях с одесской фауной млекопитающих. Нижняя инверсия его принимается большинством зарубежных исследователей за плиоцен-плейстоценовую границу.

Инверсия R3—N3 располагается в слоях, отвечающих максимуму акчагыльской трансгрессии (таманский акчагыл).

Сезон R3 охватывает весь верхний и верхи среднего акчагыла, в Причерноморье — весь так называемый одесский куяльник и часть кавказского куяльника с фауной Digrossemedea и дрейссеновым горизонтом. В континентальных разрезах сезон R3 охарактеризован одесской и хапровской фауной. При детальных исследованиях внутри его устанавливается несколько субсезонов. Наиболее значительный из них (нижний) в разрезе туфогенной толщи

Рис. 3.17. Магнитостратиграфическая шкала для последних 5,5 млн. лет. Составил В. А. Зубаков

Условные обозначения см. рис. 3.13



на р. Баксан располагается тотчас ниже горизонта с обсидиановыми бомбами с возрастом 2,2±0,1 млн. лет по трекам.

Сезон N4 установлен в нижней части разреза среднего акчагыла, охарактеризованного квабебским комплексом фауны млекопитающих (аналог ранневиллафранкской фауны астийских песков Италии). K-Ar датировки лав в разрезах по рекам Чегем и Баксан располагаются в интервале 2,1—3,05 млн. лет. В Причерноморье к сезону N4 относятся низы грузинского и таманского куяльника с фауной, включающей ряд киммерийских реликтов.

Сезон R4, предположительно соответствующий событиям каена и мемэс в шкале Кокса (2,8—3,06 млн. лет), устанавливается в Причерноморье в кровле киммерийских надрудных слоев (Геохронология СССР, 1974), а в Туркмении, по данным Г. З. Гурария и В. М. Трубихина,— в кровле нижнего акчагыла. Сезон N5 по этим же данным включает низы надрудных слоев и акчагыла.

Сезон R5, сопоставляемый с концом эпохи Гильберта (3,3—3,7 млн. лет), выделяется предварительно в верхней части рудных слоев киммерия (Железный Рог), а в Прикаспии — в разрезе сабунчинской и балаханской свит [1]. Остальная часть разреза киммерия и продуктивной толщи относится к сезону N6, для которого характерно частое чередование зон прямой и обратной полярности. Это позволяет сопоставлять сезон N6 с событиями кочити, нунивак и C_{1-2} в шкале Кокса. Нижняя граница сезона еще подлежит уточнению (возможно, к нему относятся и верхи понта).

По новому решению Комитета по стратиграфии средиземноморского неогена миоцен-плиоценовая граница проводится по разделу мессинских эвапоритов и плезанских глин — по подошве биозоны Globorotalia margaritae и Sphaeroidinellopsis sp. На этом рубеже отмечается событие А 5-й эпохи полярности, возраст которого составляет 5,4 млн. лет. Если это так, то из приведенных выше данных следует, что в Понто-Каспии миоцен-плиоценовую границу следует искать не под понтом, а либо в кровле его новороссийского подъяруса, либо еще выше, возможно, даже в кровле киммерия.

В заключение отметим, что при соблюдении комплексности магнитостратиграфических исследований, т. е. при пользовании сезонами как единицами биомагнитостратиграфического обоснования, открывается перспектива детальной и точной корреляции региональных магнитостратиграфических схем, что существенно улучшит картирование новейших образований в СССР. Магнитостратиграфия новейших отложений — одно из наиболее рациональных направлений современной геологии.

3.5. Аномальное магнитное поле океанов [2]

Источником сведений об аномальном магнитном поле океанов являются материалы маршрутных и площадных гидро- и аэромагнитных исследований.

До настоящего времени наиболее полно изученными остаются срединно-океанические хребты и прилежащие к ним участки глубоководного ложа. Срединные хребты располагаются практически на любых широтах и имеют самые различные простирания, в силу чего магнитному полю мировой рифтовой системы в целом свойствен широкий диапазон изменений интенсивности и конфигурации аномалий. Несмотря на большое разнообразие облика аномалий, анализ карт и отдельных профилей аномальных приращений модуля полного вектора геомагнитного поля $(\Delta T)_a$ позволяет выделить ряд типичных признаков, присущих океаническим магнитным аномалиям (рис. 3.18). Эти признаки могут быть в краткой форме сформулированы следующим образом.

1. Структура магнитного поля анизотропна и образована системой линейных аномалий, ориентированных строго или приблизительно по простиранию оси срединного хребта. При проведении площадных придонных магнитных съемок в ряде районов Тихого океана выявлена структура поля, характеризующаяся еще более высокой линейностью и анизотропностью, чем на поверхности моря. Структура полосчатых аномалий в целом или местами нарушена системой поперечных линейных разломов, обычно сопровождающихся смещением аномальных контуров (рис. 3.19).

2. Аномальное магнитное поле знакопеременно и представляет собой последовательность чередующихся повышенных и пониженных значений $(\Delta T)_a$, систему равноправных положительных и отрицательных аномалий.

[1] Сураханская свита, относящаяся к сезонам N4, R5, N5, очевидно, является стратиграфическим аналогом нижнего и частично среднего акчагыла.

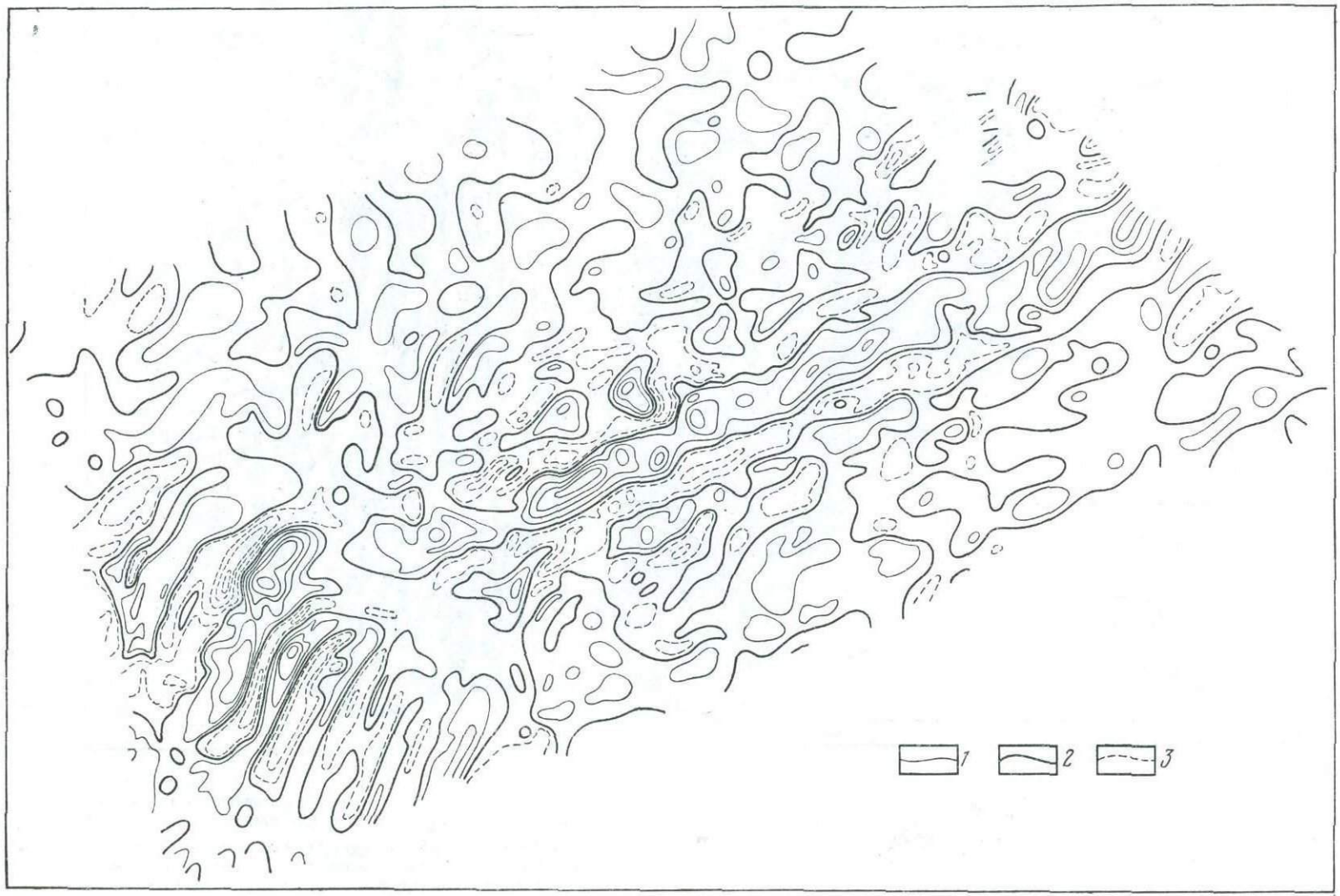
[2] Раздел составлен А. М. Карасиком.

Рис. 3.18. Сводная схематическая карта аномального магнитного поля Арктического бассейна и его обрамления. Масштаб 1 : 10 000 000 (Карасик и др., 1975)

1 — аномалии океанической природы; *2* — аномалии предположительно океанической природы; *3* — аномалии материковой природы

Рис. 3.19. Карта аномального магнитного поля юго-западной части гребня хребта Мона. Составили А. М. Карасик и С. С. Рождественский

Изоаномалы $(\Delta T)_a$: *1* — положительные, *2* — нулевая, *3* — отрицательные (Федынский и др., 1975). Показаны изолинии 0,2 и далее через 4 мЭ.



3. К оси хребта приурочена осевая аномалия, которая на многих срединных хребтах, например, в Атлантическом океане, как правило, выделяется повышенной амплитудой (рис. 3.20). Осевая аномалия может отсутствовать над ныне неактивными срединными хребтами, например, в Лабрадорском море, а также в местах пересечения с зонами разломов. Несмотря на это, осевая аномалия является таким же устойчивым диагностическим геофизическим признаком оси активного срединного хребта, как и его повышенная сейсмичность, слой с сейсмической скоростью 7,3—7,9 км/с и повышенный тепловой поток.

4. Структура поля генерально однородна. За исключением осевой аномалии и локальных пиков обоих знаков, связанных с отдельными подводными горами или — иногда — с зонами разломов, магнитные аномалии характеризуются относительно узким диапазоном амплитуд и длин волн.

5. Структура поля при более тщательном рассмотрении поддается районированию и распадается на зоны, которые различаются амплитудами, шириной и коррелируемостью аномалий. На срединных хребтах обычно выделяют осевую (гребень), фланговую (склоны) и иногда боковую (подножие) магнитные зоны, которые распределены симметрично относительно оси хребта. Вне хребта выделяются другие зоны, среди которых, в первую очередь, следует отметить зоны ровного «безаномального» поля. К последним относятся как окраинные, например, на периферии Атлантического океана, так и внутриабиссальные, например, в Тихом океане.

6. Замечательной особенностью поля является его упорядоченность, регулярность: сравнивая профили магнитных аномалий над срединными хребтами, находящимися в самых различных районах земного шара, но имеющими близкие простирания, широты и ширину, можно убедиться в их сильном сходстве и даже полном подобии. Указанное свойство лежит в основании глобальной корреляции магнитных аномалий океана, в результате которой основные, ключевые аномалии океанической структуры могут быть пронумерованы в единой, например, Ламонтской системе.

7. Еще одной интересной особенностью является то, что одноименные аномалии располагаются по разные стороны от оси на приблизительно или строго одинаковом расстоянии от нее. Степень симметрии неодинакова в различных районах. На меридиональных срединных хребтах вне экваториальной области и на широтных хребтах внутри нее в отдельных случаях наблюдается почти идеальная геометрическая (зеркальная) симметрия (рис. 3.21). При неблагоприятных сочетаниях простирания и широты это свойство непосредственно не наблюдается, но восстанавливается с помощью простых трансформаций, например, приведением к полюсу (рис. 3.22). Данное свойство указывает на почти или строго симметричное распределение источников аномалий относительно оси.

Итак, аномальное поле мировой рифтовой системы, несмотря на разнообразие облика аномалий, обусловленное региональными особенностями, характеризуется однотипной океанической структурой, которая могла быть создана только единым в глобальном масштабе механизмом формирования магнитоактивного слоя.

При определении принадлежности магнитного поля того или иного района Мирового океана к рассмотренному океаническому типу в качестве критерия предложено использовать приведенную систему признаков, в которой первые пять рассматриваются как необходимые, а последние два — как достаточные. При этом выясняется, что область развития океанического магнитного поля в Мировом океане значительно обширнее площади, занимаемой срединными хребтами.

Океаническая структура поля принципиально отличается от материковой, хотя на некоторых территориях обнаруживаются отдельные черты формального сходства: полосчатость и знакопеременность, а также смещение аномальных контуров по зонам разломов. В таких случаях целесообразно проверить возможность прямого проявления или косвенного влияния здесь тех же процессов, которые ответственны за формирование магнитоактивного слоя океанической коры. Такой подход, по-видимому, возможен к магнитным аномалиям Западно-Сибирской низменности, облик которых во многих отношениях подобен океаническим, что убедительно продемонстрировала Т. Н. Симоненко. При объяснении этого сходства уместно обратиться к данным о рифтовой структуре фундамента Западно-Сибирской низменности. Косвенным аргументом в пользу возможной океанической природы аномалий в этом районе является успешная реконструкция магнитных полей Русской и Сибирской платформ, выполненная Б. В. Гусевым путем «захлопывания» Западно-Сибирской низменности. Таким образом, одно из немногих исключений в данном случае, по-видимому, подтверждает правило.

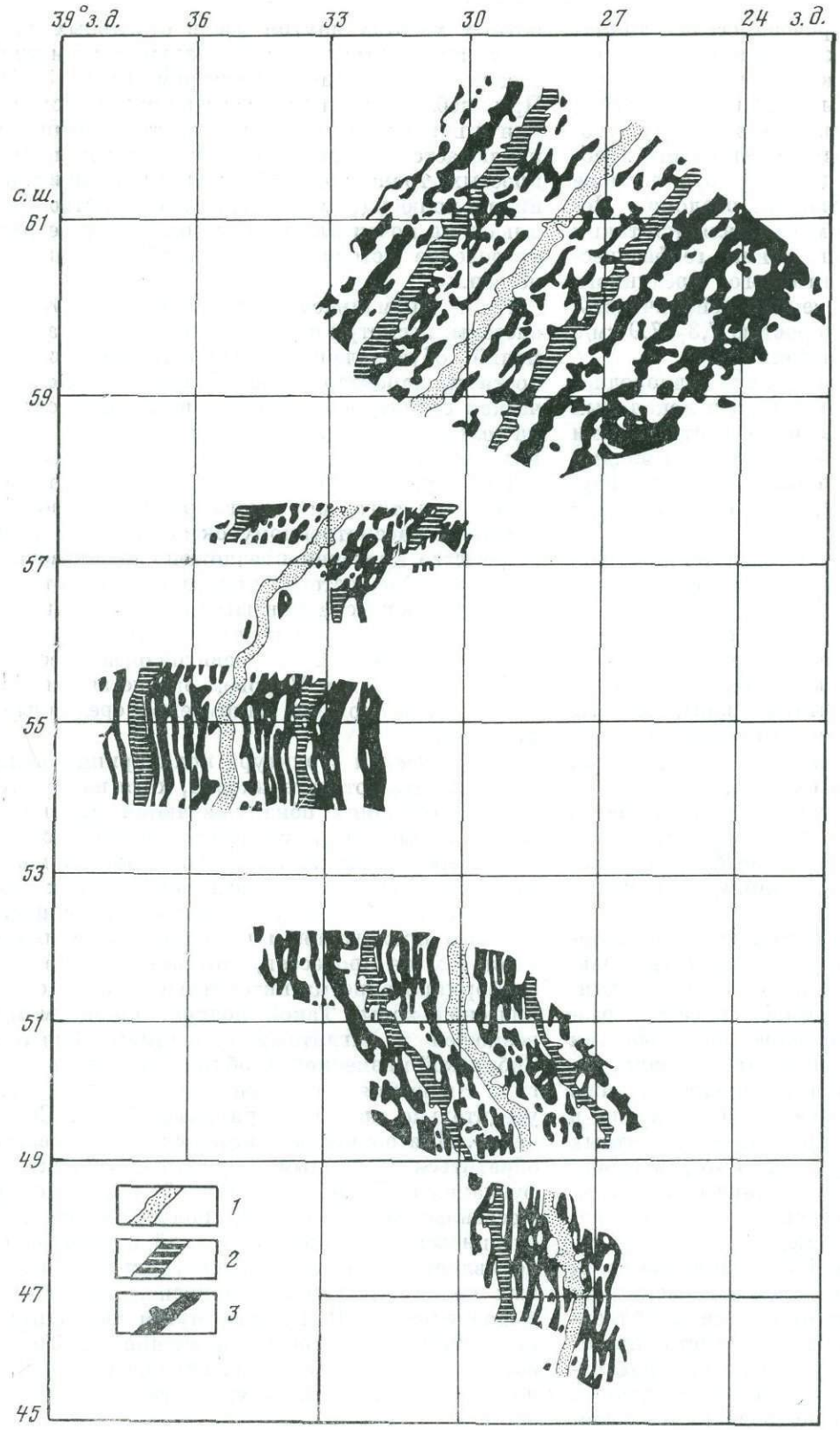


Рис. 3.20. Схема магнитных аномалий $(\Delta T)_a$ участков гребня Срединно-Атлантического хребта. Составили А. М. Карасик и С. С. Рождественский

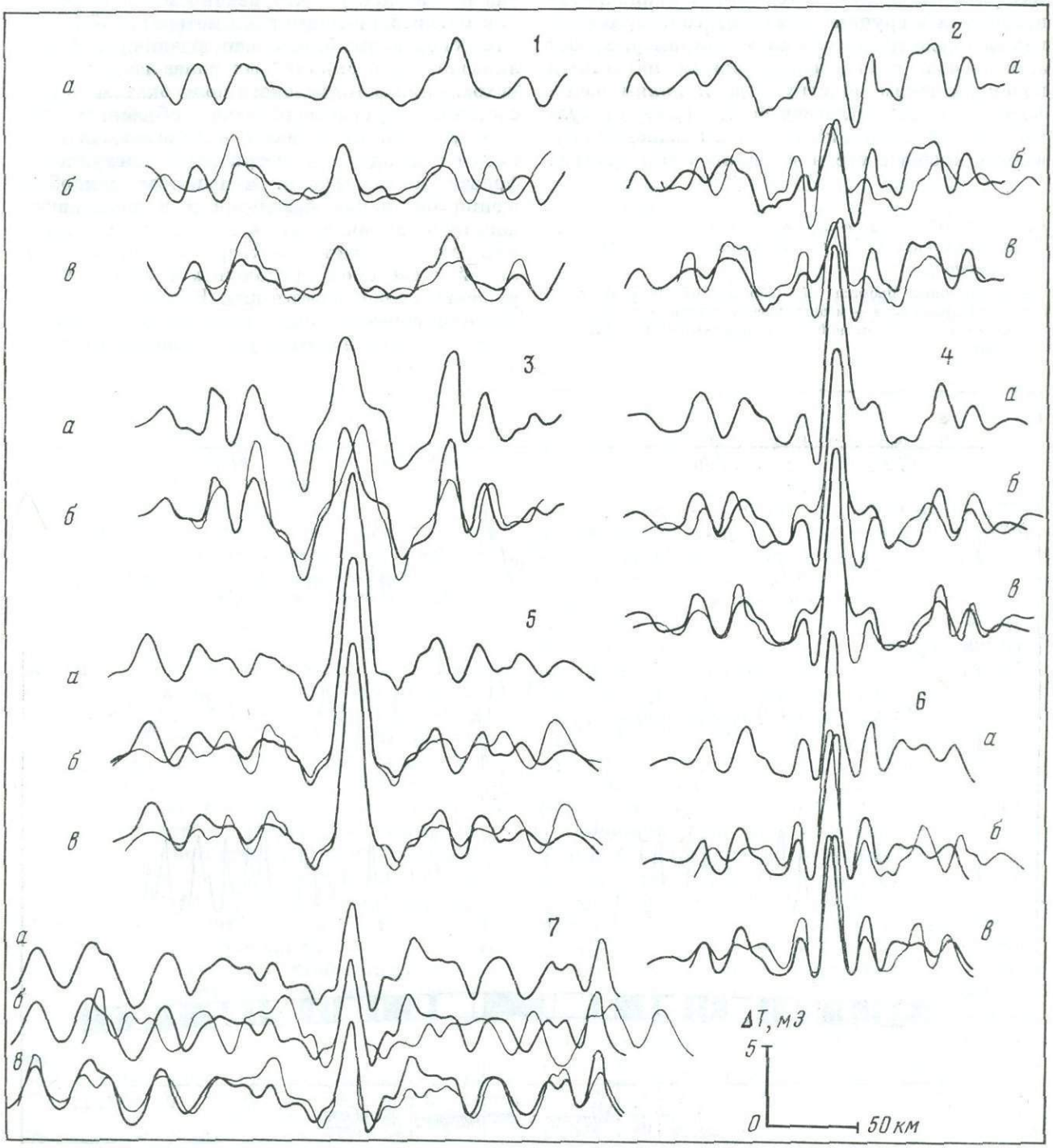
Северный участок — по данным аэромагнитной съемки США (Heirtzler e. a., 1966), остальные — по результатам гидромагнитной съемки СССР.

1 — осевая аномалия;
2 — аномалия № 5;
3 — прочие положительные аномалии (Федынский и др., 1975)

Рис. 3.21. Примеры двусторонней симметрии $(\Delta T)_a$ в Евразийском бассейне (Карасик, 1973)

а — наблюденный профиль; *б* — толстая линия — наблюденный профиль, тонкая линия — обращенный наблюденный профиль; *в* — толстая линия — наблюденный профиль; тонкая линия — он же после исправления горизонтального масштаба

Сложнее обстоит дело с магнитным полем Урала, которое по отдельным признакам и статистическим свойствам обнаруживает сильное сходство с магнитным полем одного из районов в северо-восточной части Тихого океана. Однако следует обратить внимание на то, что в струк-



туре аномального поля Урала отсутствуют симметрия и регулярность.

В то же время в Мировом океане выявлены структуры, аномальное магнитное поле которых, безусловно, не относится к океаническому типу. Мы имеем в виду прежде всего микроматерики, а также крупные вулканические провинции и группы подводных гор. Примером первого рода может служить, например, хребет Ломоносова с его неоднородным магнитным полем, близким по структуре к полям шельфовых районов. Классическим примером вулканических провинций является Гавайский подводный хребет с увенчивающими его островами Гавайского архипелага. Его магнитное поле убедительно интерпретируется в соответствии с данными о вулканизме и разрывных нарушениях района.

Отмеченные исключения лишь оттеняют своеобразие океанической структуры поля и еще раз подтверждают, что механизмы формирования магнитоактивного слоя материковой и океанической коры, безусловно, различны. Подавляющая часть выдвинутых ранее гипотез происхождения океанического поля оказалась не в состоянии удовлетворительно объяснить всю совокупность отмеченных признаков. Это относится к идее симметричного наступления фронта метаморфизма, к гипотезе самообращения океанских базальтов и к занимавшей некоторое время ведущее положение гипотезе, которая связывает структуру магнитных аномалий с системой продольных разрывных нарушений океанического дна. Как и другие, последняя гипотеза оказалась не в состоянии объяснить симметрию и упорядоченность океа-

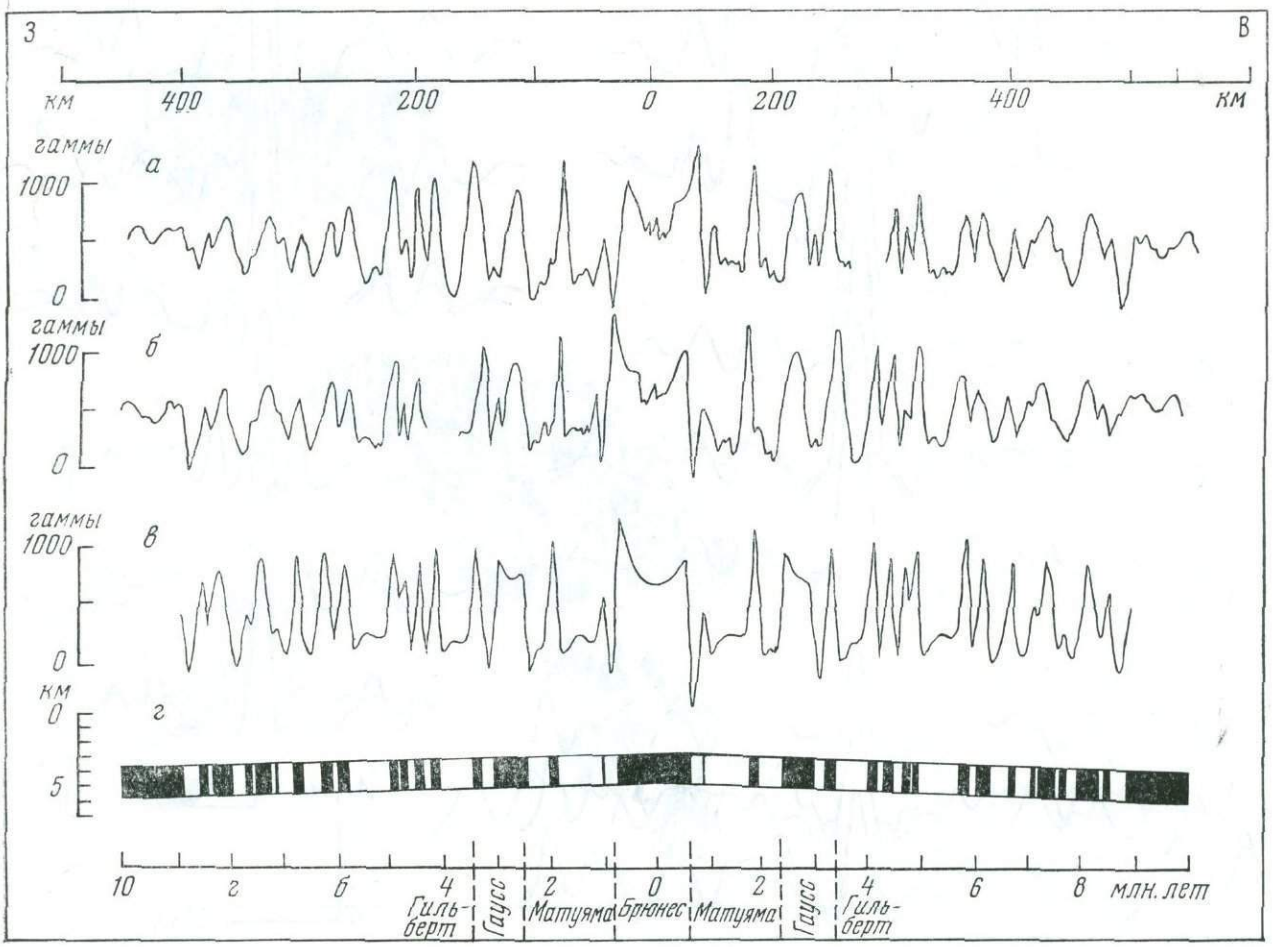


Рис. 3.22. Сопоставление наблюденных и теоретических аномалий $(\Delta T)_a$ на Тихоокеанско-Антарктическом хребте

а — наблюденный профиль; *б* — обращенный профиль; *в* — расчетный профиль; *г* — модель магнитоактивного слоя, соответствующая палеомагнитной шкале инверсий (Pitman, Heirtzler, 1966)

нического поля и была постепенно оставлена ее сторонниками [1].

Появление гипотезы разрастания океанического дна (спрединга) позволило дать простое объяснение особенностям океанического магнитного поля. Основным содержанием этой гипотезы является представление о поступлении вещества из недр Земли по трещинам, рассекающим гребни срединных поднятий, о латеральном переносе этого вещества в разные стороны от оси поднятия под влиянием конвективных течений в мантии и, таким образом, о непрерывном разрастании, обновлении океанического дна, участки которого должны быть тем старше, чем дальше они расположены от оси поднятия.

Механизм Вайна — Мэтьюза рассматривает геомагнитный аспект этого процесса, который совершается в условиях систематических инверсий главного геомагнитного поля. Если выплавляющееся из мантии вещество базальтового состава, охлаждаясь при подъеме и проходя при этом через свою температуру Кюри, приобретает остаточную намагниченность при определенной полярности геомагнитного поля и затем сохраняет ее направление при последующих движениях, то результатом этого процесса со временем, после нескольких инверсий, явится формирование магнитоактивного слоя, который будет состоять из симметричной относительно оси поднятия последовательности прямо и обратно намагниченных тел, причем в центре этой последовательности, на оси поднятия, расположится прямо намагниченное тело, соответствующее современному направлению геомагнитного поля. Породы такого гипотетического магнитного слоя — будем называть его инверсионным — могут быть подобны во всех отношениях, кроме направления вектора естественной остаточной намагниченности, которое зависит от знака главного геомагнитного поля во время охлаждения породы.

Существование инверсий главного геомагнитного поля в настоящее время полностью доказано; удалось восстановить и их историю за последние 5,5 млн. лет. Более ранние инверсии, хотя и не имеют абсолютной датировки, но уверенно прослеживаются на породах всех континентов и на колонках донных осадков океана. Однако для того, чтобы принять гипотезу Вайна — Мэтьюза, необходимо доказать, что базальты океанического дна под положительными и отрицательными аномалиями действительно имеют противоположное направление намагниченности.

Общей предпосылкой для утверждения, что на дне океана присутствуют породы прямой и обратной намагниченности, является сходство облика аномалий обоих знаков, не позволяющее рассматривать, например, отрицательные значения поля только как сопутствующие минимумы, обусловленные влиянием нижней кромки источника аномалии или косой намагниченности. Убедительные аргументы в пользу обратной намагниченности пород, создающих отрицательные аномалии в океанической структуре поля, приносит сравнение магнитных аномалий и рельефа базальтового слоя по простиранию аномалий. Придонными магнитными съемками получена прямая корреляция аномального поля и рельефа базальтового слоя (рис. 3.23) там, где на поверхности моря зарегистрирована положительная аномалия, и обратная корреляция в случае отрицательной аномалии.

Прямым доказательством существования инверсионного магнитоактивного слоя являются результаты изучения магнетизма пород океанического дна. При удалении от оси хребта намагниченность пород уменьшается. Причем при приведении аномального поля к одной глубине наблюдается высокая корреляция между $(\Delta T)_a$ и J_n поднятых со дна базальтов. Корреляция прослеживается до расстояния 150 км от оси Срединно-Атлантического хребта и 600 км от оси Восточно-Тихоокеанского поднятия. По мере уменьшения J_n происходит увеличение температуры Кюри, что объясняется низкотемпературным окислением титаномагнетита. Соотношение интервалов изменений J_n и T_c для пород Тихого и Атлантического океанов равно примерно 5, что согласуется с отношением средних скоростей спрединга, оцененных по линейным магнитным аномалиям. Лабораторные эксперименты по окислению океанических базальтов подтверждают предположение о связи уменьшения J_n с процессом низкотемпературного окисления, а поскольку степень окисления является функцией $P_{O_2}T$-условий и времени, а условия на дне обоих океанов одинаковы, степень окисленности базальтов для Тихого и Атлантического океанов является одинаковой функцией времени. Соответственно, согласованность степени окисления (изменения J_n) с порядковым номером аномалии является независимым подтверждением справедливости гипотезы Вайна — Мэтьюза. Эксперименты показывают, что при окислении титаномагнети-

[1] Здесь не упоминаются гипотезы, основанные на отрицании перечисленных выше признаков океанического поля, поскольку существование последних можно считать окончательно доказанным.

тов направление I_n меняется мало, т. е. полярность сохраняется.

Океанические базальты действительно имеют как прямую, так и обратную намагниченность. Обратно намагниченные породы вскрыты при бурении экспериментальной скважины Мохол в Тихом океане. В районе отрицательных аномалий, окаймляющих осевой магнитный пик на хребте Рейкъянес, подняты обратно намагниченные базальты. У всех остальных коренных пород, поднятых со дна океана, как правило, $Q \leqslant 1$, т. е. их намагниченность не может объяснить отрицательные аномалии.

Приведенные выше данные позволяют считать, что основным источником океанических магнитных аномалий являются базальтовые лавы (и в значительно меньшей степени — питающие их дайки), в суммарной намагниченности которых резко преобладает естественная

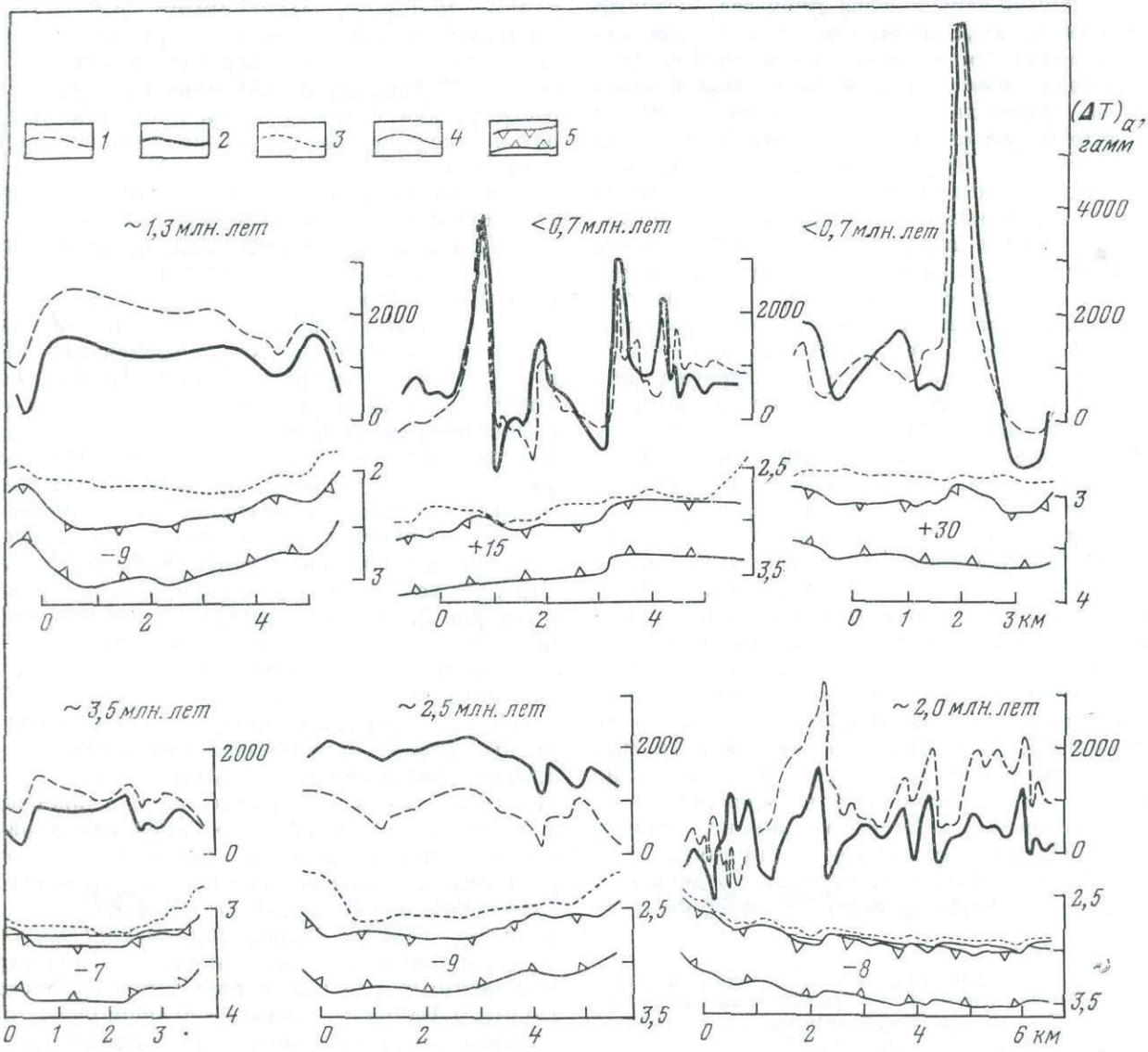


Рис. 3.23. Магнитные аномалии, наблюденные и вычисленные, вблизи дна на хребте Горда (Atwater, Mudie, 1973)

1 — наблюденный профиль аномального магнитного поля; *2* — расчетный профиль аномального магнитного поля; *3* — траектория датчика придонного магнитометра; *4* — поверхность дна; *5* — магнитоактивный слой, поверхность которого совпадает с кривой фундамента (абсолютная величина намагниченности в 10^{-3} СГС). Вертикальный масштаб в обозначениях *3—5* увеличен в 2 раза

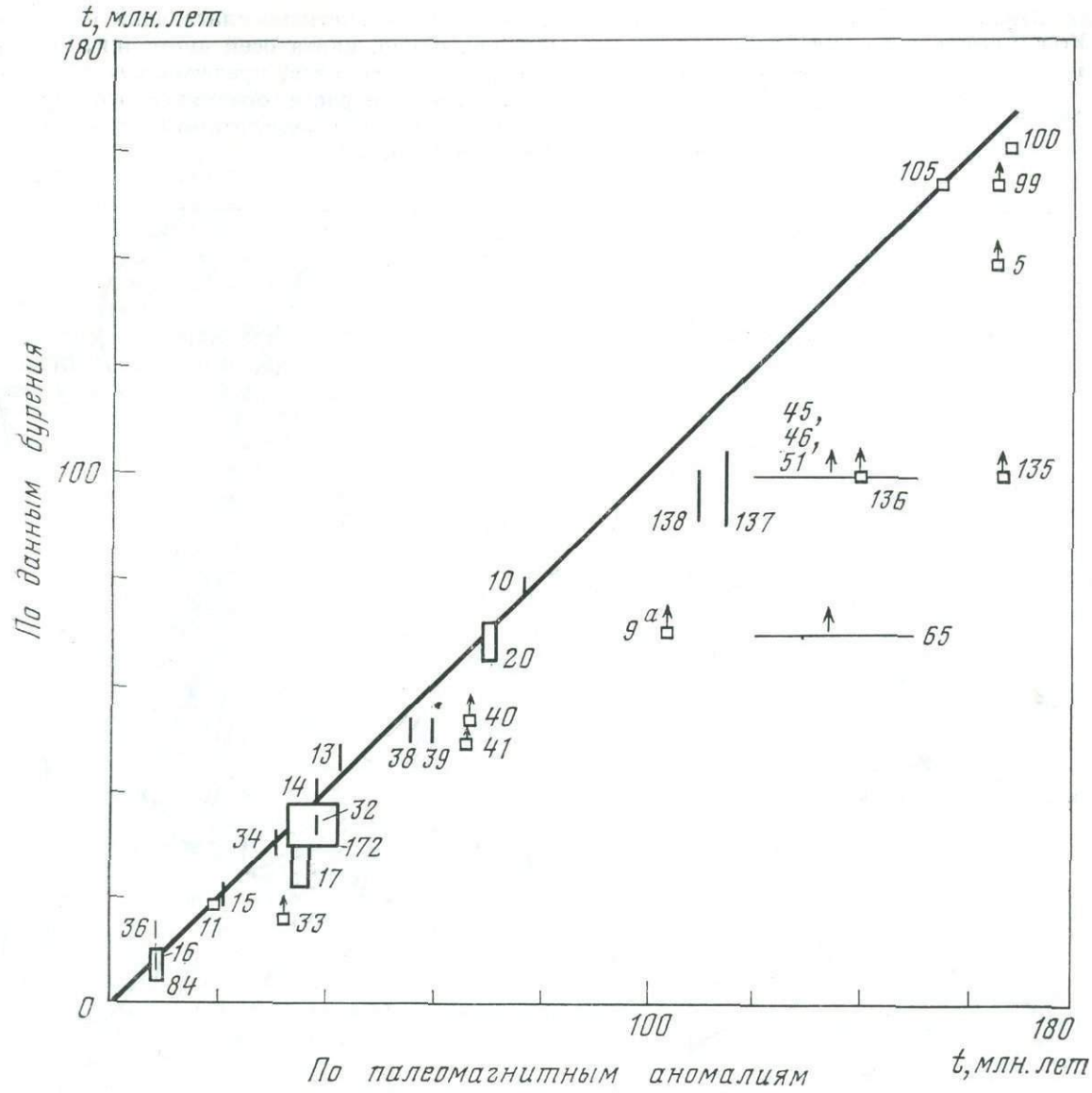


Рис. 3.24. Сопоставление определений возраста фундамента по магнитным аномалиям и по данным глубоководного бурения в Тихом и Атлантическом океанах

Цифры обозначают номера скважин; стрелки указывают, что скважины не достигли фундамента

остаточная намагниченность, на порядок и более превосходящая индуктивную намагниченность и имеющая прямое и обратное направление.

В настоящее время выполнено очень много сопоставлений эмпирических профилей аномального магнитного поля всех океанов Земли с теоретическими, рассчитанными для инверсионной модели магнитоактивного слоя в предположении осевой дипольности главного геомагнитного поля (например, см. рис. 3.21). Тот факт, что во всех случаях наблюдаемое распределение аномалий удается воспроизвести, варьируя только один параметр—горизонтальный масштаб магнитоактивного слоя, иллюстрирует тождественность механизма образования магнитоактивного слоя в разных океанах. Этот результат убедительно свидетельствует в пользу инверсионной модели.

Принятие инверсионной природы океанического магнитоактивного слоя равносильно признанию того, что картина распределения магнитных аномалий в океане отражает геологическую историю развития дна, зафиксирован-

Рис. 3.25. Кулисообразная структура аномалий на хребте Мона (Карасик и др., 1975)

а — аномалия № 5 к западу от осевой; *б* — аномалия № 1 (осевая); *1* — оси элементарных аномалий (истинное простирание); *2* — отрезки выделенных разломов

ную в палеомагнетизме слагающих его пород. Следовательно, карта осей аномалий, трактуемая в духе спрединга, представляет собой карту изохрон возраста океанического дна, что подтверждается результатами глубоководного бурения (рис. 3.24).

При изучении некоторых срединных хребтов — особенно по отдельным, далеко разнесенным профилям — порой обнаруживается весьма слабое проявление признаков океанического поля, что приводит иногда к неоднозначной датировке магнитных аномалий. У отдельных исследователей это вызывало сомнение в правомерности палеомагнитной интерпретации поля этих районов, и более того, вообще океанического поля. Однако изучение тонкой структуры поля на гребнях срединно-океанических хребтов в Северной Атлантике и в Норвежско-Гренландском бассейне, ставшее возможным благодаря проведению систематических магнитных съемок, позволило, с одной стороны, убедительно продемонстрировать присутствие здесь всех признаков океанического поля, а с другой — вскрыть причины их слабого проявления. Действительно, графики $(\Delta T)_a$ по отдельным маршрутам, ориентированным вкрест генерального простирания гребня хребта Мона, практически не обнаруживают симметрии относительно осевой аномалии и признаков взаимного сходства (Карасик и др., 1975). Тем не менее благодаря плотной сети маршрутов удалось построить надежную карту изолиний $(\Delta T)_a$ участка гребня хребта, на которой, наряду с районом линейного симметричного поля в южной части, выделяется северный блок, характеризующийся слабоанизотропным, местами мозаичным полем. Анализ тонкой структуры крупных положительных аномалий в пределах участка (рис. 3.25) приводит к выводу о ступенчатой конфигурации их осей, которая обусловлена существованием густой сети разломов, характеризующихся малыми смещениями по ним (рис. 3.26). Синтезированные с помощью карты интерпретационные профили, ориентированные параллельно разломам, характеризуются наличием необходимых и достаточных признаков океанического поля, которые исчерпывающе объясняются инверсионной моделью при малых скоростях разрастания.

Следовательно, существование на разных срединно-океанических хребтах аномального магнитного поля неодинаковой степени линейности, регулярности и симметрии — там, где эти свойства, если исходить из наклонения геомагнитного поля и простирания источников, должны наблюдаться — отнюдь не должно рассматриваться как подтверждение разрастания на одних хребтах и его опровержение на других. Это различие отражает лишь неодинаковую степень влияния на структуру океанического поля разрывной тектоники, скорости разрастания и помех.

Принципиальное отличие структуры поля океанического типа от полей материковых районов свидетельствует о фундаментальном различии в структуре магнитоактивных слоев разных типов земной коры (табл. 3.3), что дает основание включать геомагнитную характеристику

Рис. 3.26. Схема расположения осей опорных аномалий и разломов на хребте Мона по данным гидромагнитной съемки (Карасик и др., 1975)

1 — опорные аномалии; *2* — разломы; *3* — маршруты съемки; *4* — положение синтезированных графиков $(\Delta T)_a$

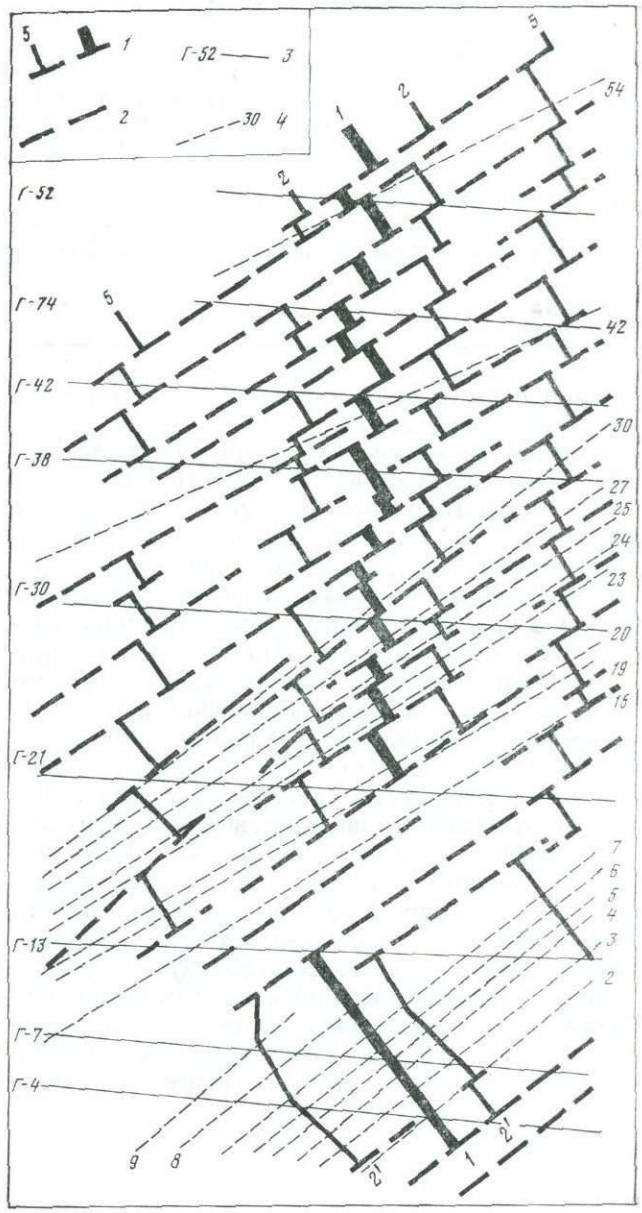


Таблица 3.3 Сравнительная характеристика океанического и материкового магнитоактивных слоев

Признак	Магнитоактивный слой	
	материковый	океанический
Диапазон изменения абсолютной величины намагниченности пород	Широкий	Узкий
Направление намагниченности	Преимущественно прямое	Приблизительно равновероятное прямое и обратное
Q - фактор	$Q < 1$; $Q \geqslant 1$	Преимущественно $Q \gg 1$
Природа намагниченности пород	Преимущественно индуктивная	Существенно термоостаточная, древняя
Насыщенность источниками аномалий	Разная	Очень высокая, почти непрерывная
Внутренняя структура	Многослойная, неоднородная	Существенно однослойная, однородная
Характер распределения источников	Преимущественно случайный, определяемый историей различных геологических процессов	Существенно детерминированный, определяемый ритмом инверсий геомагнитного поля и скоростью разрастания дна
Приуроченность источников к слоям коры	Преимущественно породы «гранитного» слоя, менее — «базальтового»	Почти исключительно породы верхней части «базальтового» слоя
Геологическая природа источников	Породы самого разного состава	Преимущественно подушечные базальты (пиллоу-базальты)
Возраст	От архейского до современного	От мезозойского до современного

земной коры в число признаков, учитываемых при ее классификации.

В процессе обсуждения ряда новых фактов, в первую очередь из области геомагнетизма (объяснение Большого магнитного изгиба к югу от Алеутской островной дуги) и сейсмологии (объяснение распределения и затухания скоростей сейсмических волн в районе островных дуг Тонга и Кермадек), теория спрединга развивалась и расширялась. На ее основе, с привлечением концепции трансформных разломов, выдвинутой Тузо Вильсоном и подтвержденной Сайксом, исследовавшим напряжение в очагах землетрясений, была сформулирована гипотеза мобильных литосферных плит. Эта гипотеза рассматривает поведение верхней, литосферной оболочки Земли, обладающей высокой прочностью, как систему преимущественно горизонтальных движений некоторого числа жестких блоков — литосферных плит или пластин — на подстилающей их астеносфере — слое пониженной вязкости. Поскольку движение плит совершается на сфере, постольку оно, в случае жесткости плит, должно представлять собой вращение относительно некоторой оси, проходящей через центр Земли и пересекающей ее поверхность в двух точках, называемых мгновенными, или эйлеровыми, полюсами (или центрами вращения). Скорость вращения может быть охарактеризована как угловой, так и линейной величиной. Очевидно, для данной пары жестких плит в данный момент времени первая будет постоянной, а последняя — переменной, зависящей по закону косинуса от широты разрастания. Это легко поддается проверке по результатам определения скорости разрастания по магнитным аномалиям. Такие проверки, выполненные как в отдельных океанах, так и в глобальном масштабе, неизменно свидетельствуют в пользу предположения о движении жестких плит литосферы.

Изложенное выше не исчерпывает всех результатов изучения аномального магнитного поля океанов, полученных в последние годы, однако может рассматриваться как одно из наиболее важных достижений, свидетельствующих о ведущей роли геомагнетизма при решении принципиальных геологических задач.

3.6. Аномалии векового хода геомагнитного поля[1]

Аномалии векового хода геомагнитного поля — это регистрируемые на поверхности Земли изменения магнитного поля, источники которых не связаны с деятельностью геомагнитного динамо и с процессами в магнитосфере.

Морфологически различают два типа аномалий векового хода: региональные, отражающие различия в прохождении вариаций на больших площадях, с размерами более сотни километров и временем протекания в десятки лет, и локальные — с размерами от нескольких километров до нескольких десятков километров, характеризующиеся относительно малыми временами протекания: годы, месяцы, дни. Локальные изменения поля, связанные с землетрясениями, протекают практически мгновенно.

Примерами региональных аномалий векового хода являются аномалии в Центральной Европе и аномалия, выявленная по сети обсерваторий советского Дальнего Востока и Японии. Причина региональных аномалий пока не установлена. Локальные аномалии векового хода с амплитудой от единицы до 15—20 гамм в год обнаружены во всех районах СССР, где ведутся работы по их поиску. Это — Сахалин, Камчатка, Байкал, Казахстан, Узбекистан, Памир, Урал, Кавказ, Карпаты. Аномалии векового хода в сейсмоактивных районах Байкальского рифта, Казахстана, Узбекистана, Кавказа интерпретируются как сейсмомагнитный эффект, т. е. результат изменения напряженного состояния горных пород до, в процессе или после землетрясений. В районах действующих вулканов аномалии векового хода возникают при изменении напряжений до и после извержения, их, вслед за Стейси, называют вулканомагнитным эффектом. В более общем случае любые аномалии векового хода, приуроченные к участкам активной тектоники, называют тектономагнитными. Большинство исследований посвящено поиску и изучению аномалий векового хода для поисков предвестников землетрясений. Исследованиями магнетизма горных пород показано, что тепловые и химические воздействия, постоянные и переменные магнитные поля, электрические токи и ионизирующие излучения, статические и динамические нагрузки изменяют магнитное состояние горной породы и, следовательно, внешнее магнитное поле вокруг нее. В естественных условиях приближение к поверхности разогретых выше температуры Кюри масс горных пород и последующее их охлаждение вызывают локальное изменение геомагнитного поля. Так, в Италии в процессе охлаждения лавового потока после извержения вулкана Этна в 1971 г. за восемь месяцев наблюдений зарегистрированы изменения вертикальной и горизонтальной составляющих геомагнитного поля на 9000 и 300 гамм соответственно. Изменение ферромагнетиков при химических превращениях в естественных условиях также может приводить к появлению аномальных вариаций геомагнитного поля. Локальная аномалия, связанная, по-видимому, с интенсивными процессами образования из порфиритов и диабазов зеленокаменных пород, была обнаружена в районе перевала Хабу-Рабат (Таджикистан) В. П. Орловым.

Вековая вариация магнитного поля общеземного происхождения достигает 100—150 гамм в год. Магнитные аномалии, связанные с сильномагнитными горными породами и рудами, за счет изменения намагничивающего поля изменяются на величину, пропорциональную вариации. Так, для аномалии в 4000 гамм при вековом ходе вертикальной составляющей в +50 гамм в год Ю. П. Булашевич находит, что за 20 лет возникнет локальная аномалия векового хода в 80 гамм. Изменение стационарных электрических токов в верхних слоях Земли может привести к появлению локальных аномалий в геомагнитных вариациях.

Использование аномалий векового хода геомагнитного поля для прогноза места и времени землетрясения основывается на изменении магнитных свойств горных пород под давлением и на продолжительном (месяцы, годы или более) накоплении упругих напряжений в земной коре и верхней мантии перед землетрясением. Лабораторные исследования горных пород показывают, что их намагниченность изменяется в 10^{-4} раз на каждую атмосферу приложенного давления. Эксперименты показывают четкую зависимость магнитной восприимчивости и остаточной намагниченности горных пород от статических и динамических нагрузок. Среднестатистическая оценка аномального магнитного поля дает величину порядка 300 гамм, а величина упругих напряжений в очаге порядка 100 кг/см^2. Таким образом, ожидаемое среднее изменение поля при подготовке землетрясения составит около 3 гамм. В зависимости от величины аномального поля пределы этих изменений можно определить от 10^{-2} до 10^2 гамм и даже более. Однако необходимо сразу же

[1] Раздел составлен В. А. Шапиро.

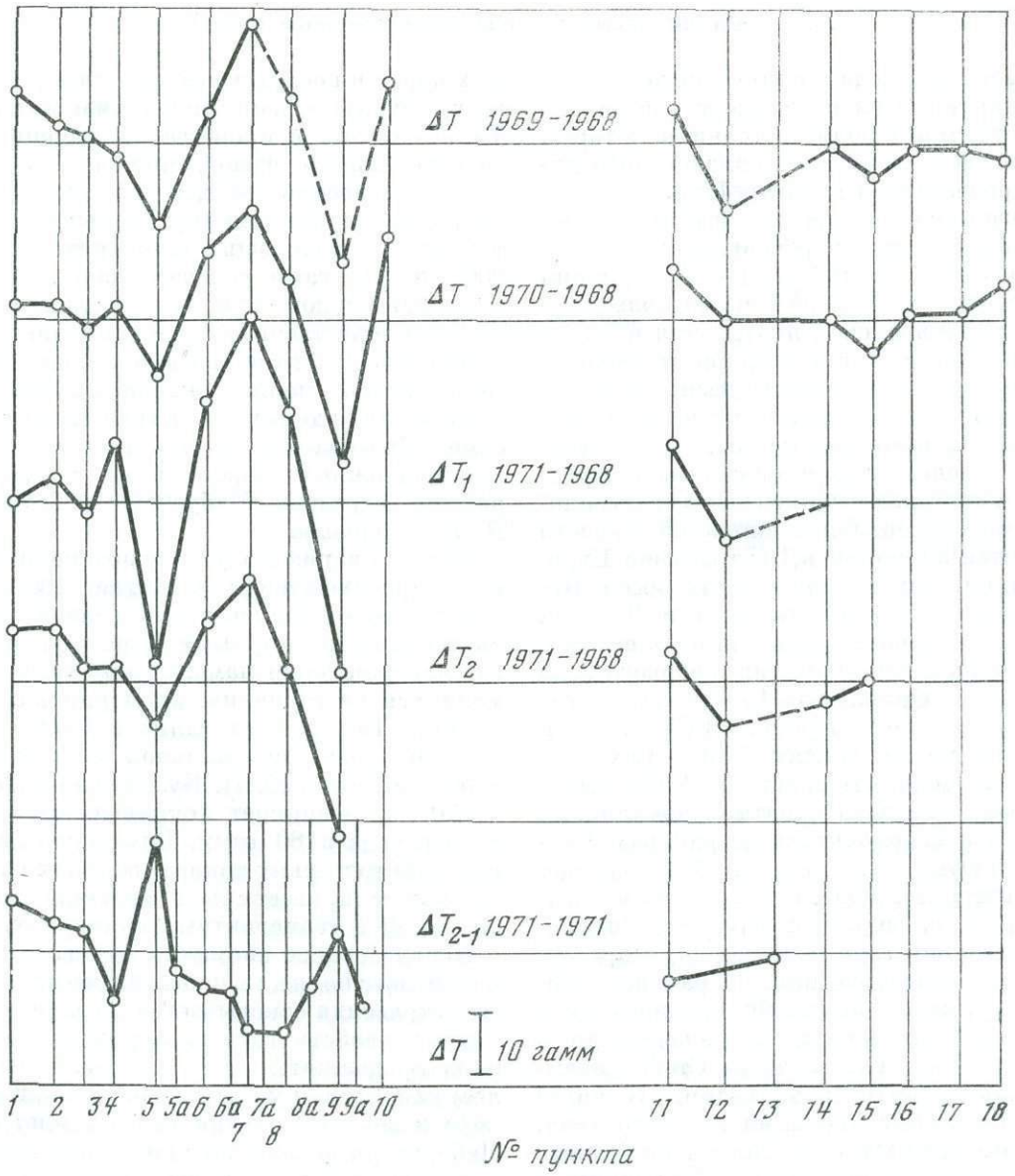


Рис. 3.27. Относительные изменения ΔT на участке западного маршрута Ташкентского геодинамического полигона. Составил В. П. Головков

С индексом *1* — съемка до землетрясения в начале февраля 1971 г., *2* — после него

оговориться, что с помощью современной методики можно уверенно обнаружить изменение поля более 5—10 гамм.

Особый интерес представляют изменения магнитного эффекта искусственно созданных напряжений в земной коре: изучение вариаций, вызванных взрывами различной мощности, и изменений магнитного поля, зарегистрированных на водо- и газохранилищах. Все эти работы в натурных условиях доказали связь локальных вариаций геомагнитного поля с упругими напряжениями в земной коре.

Наиболее четкие результаты полевых наблюдений сейсмомагнитного эффекта получены на Приташкентском геодинамическом полигоне. При общем количестве более 60 точек на трех маршрутах лишь на шести из них наблюдался эффект. На остальных изменения поля в пределах ошибки измерения не наблюдались. Однако в указанных шести точках изменения поля были закономерны и взаимосогласованы. В течение 30 месяцев наблюдений (1968—

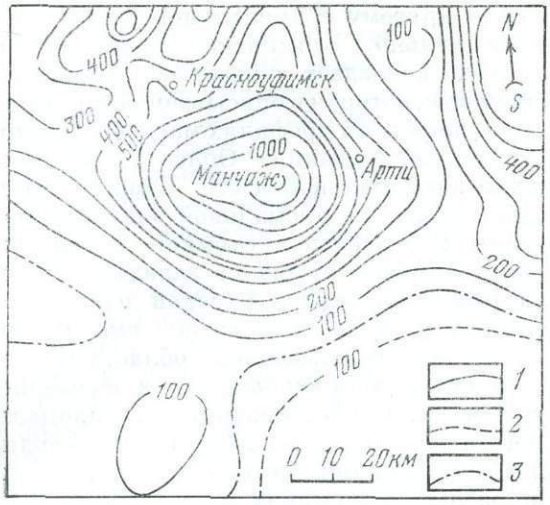


Рис. 3.28. План изодинам ΔT (гаммы) региональной Манчажской аномалии

Значения ΔT: *1* — положительные, *2* — отрицательные, *3* — нулевое

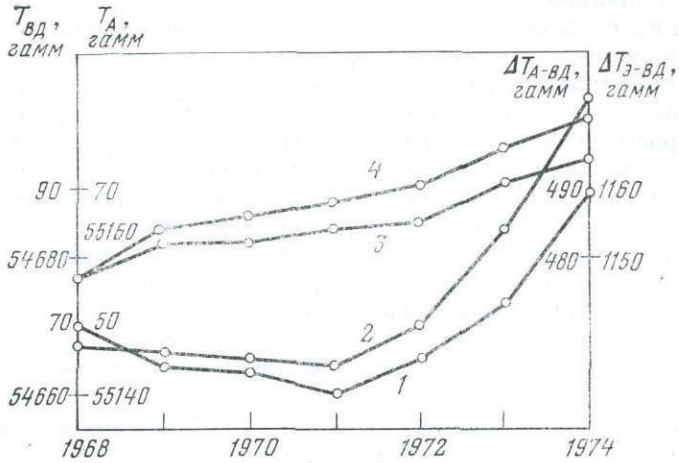


Рис. 3.29. Разность векового хода ΔT в обсерваториях Высокая Дубрава, Арти и в эпицентре Манчажской аномалии

1 — вековой ход T в обсерватории Высокая Дубрава; *2* — то же, в обсерватории Арти; *3* — разность T Арти — Высокая Дубрава; *4* — то же, эпицентр аномалии — Высокая Дубрава

1971 гг.) на участке маршрута локальная аномалия росла по величине, напоминая по форме классическую аномалию над вертикально намагниченным телом: две крайние точки к январю 1971 г. давали отрицательные значения около 12 гамм, а четыре, расположенные между ними,— положительные, до 21 гаммы в максимуме (рис. 3.27). В первых числах февраля в непосредственной близости от маршрута произошло землетрясение с $K=14$. Произведенные после землетрясения повторные измерения поля показали резкий спад аномалии до 5—10 гамм, и затем в течение трех лет изменений не произошло. Таким образом, эффект накопления магнитных изменений содержал обратимую и необратимую части; та и другая существенно превышали ошибку наблюдения.

Следует отметить, что приведенный результат не является еще достаточным основанием для разработки метода прогноза времени землетрясения, поскольку количественные оценки величины упругих напряжений, с одной стороны, и предела разрушения пород, с другой — известны только по порядку величин.

Исследование локальных (и, возможно, региональных) аномалий векового хода, обусловленных действием упругих напряжений, является эффективным методом диагностики этих напряжений. Вариации упругих напряжений, безусловно, существуют во всех регионах, где современные тектонические процессы протекают достаточно энергично, а не только в тех, где они приводят к землетрясениям. Следует отметить, что именно в регионах, где отсутствуют или редки землетрясения, магнитные методы становятся почти единственным средством обнаружения современной динамики упругих напряжений в земной коре.

Одной из немногих работ такого рода является исследование локальных аномалий векового хода в практически малосейсмичном районе на Южном и Среднем Урале. Здесь с 1968 г. площадной съемкой модуля полного вектора T по методике синхронных наблюдений покрыта территория около 400 000 км^2, охватывающая основные структуры средней и южной части Уральского хребта от Нижнего Тагила на севере до Оренбурга на юге с выходом на Западно-Сибирскую низменность около Тюмени и Кургана и на Русскую платформу около Кунгура и Туймазы. Всего на этой территории заложено около 3500 пунктов наблюдений по сети примерно 50 × 5 км. Повторными измерениями выявлены различные региональные и локальные аномалии вековой вариации.

С 1968 г. исследуется область Манчажской региональной аномалии, где обнаружены как региональная составляющая аномального поля вековой вариации с ростом поля в эпицентре аномалии до 3 гамм в год, так и несколько локальных фокусов аномального поля, расположенных в пределах региональной аномалии, где изменения поля T достигают 10—15 гамм в год. Аномальные изменения поля не являются результатом подмагничивания полем вековой ва-

риации, т. е. есть основание считать, что региональная составляющая поля вековой вариации связана с самими источниками региональной аномалии и является результатом изменения напряженного состояния пород на глубинах больше 20 км. Источники локальных центров, расположенные в пределах этой зоны, находятся на значительно меньших глубинах — в пределах 6—8 км от поверхности, и приурочены, вероятно, к верхам пород кристаллического фундамента, которые в этом районе находятся на глубине около 6—7 км. Область Манчажской аномалии отмечается повышенными значениями широтного сжатия, которое характерно для меридиональных структур Урала (рис. 3.28, 3.29).

Аномальные вариации поля T на Буткинской аномалии (рис. 3.30), расположенной в междуречье Исети и Пышмы, а также на протяженной меридиональной аномалии в центральной части Башкирии имеют ряд сходных особенностей. Как правило, это нерегулярные изменения аномального поля от одного цикла измерений к другому с амплитудой 6—10 гамм. И действительно, Буткинская аномалия векового хода совпадает с известной аномалией проводимости, которая в описываемой зоне выявляется на широтных профилях магнитовариационного профилирования. Область магнитной аномалии в центральной части Башкирии также характеризуется аномальной электропроводимостью. Геомагнитной съемкой T эта аномальная зона прослежена на западном склоне Урала вдоль границы с Русской платформой с севера на юг более чем на 500 км. Вполне возможно, что эта аномальная область простирается и далее как в южном, так и в северном направлениях. Обе рассматриваемые аномалии векового хода совпадают с большими меридиональными разломами, которые вызывают аномалии разных физических полей. Необходимо упомянуть повышенное содержание гелия в воде скважин и источников, признаки новейшей тектонической деятельности, например современный грязевой вулканизм и т. п. Колоссальные разломные структуры ограничивают центральную зону Уральской горной системы с запада и востока. Меридиональная аномалия центральной части Башкирии точно совпадает с областью Предуральского прогиба, выделяемого комплексом геологических методов.

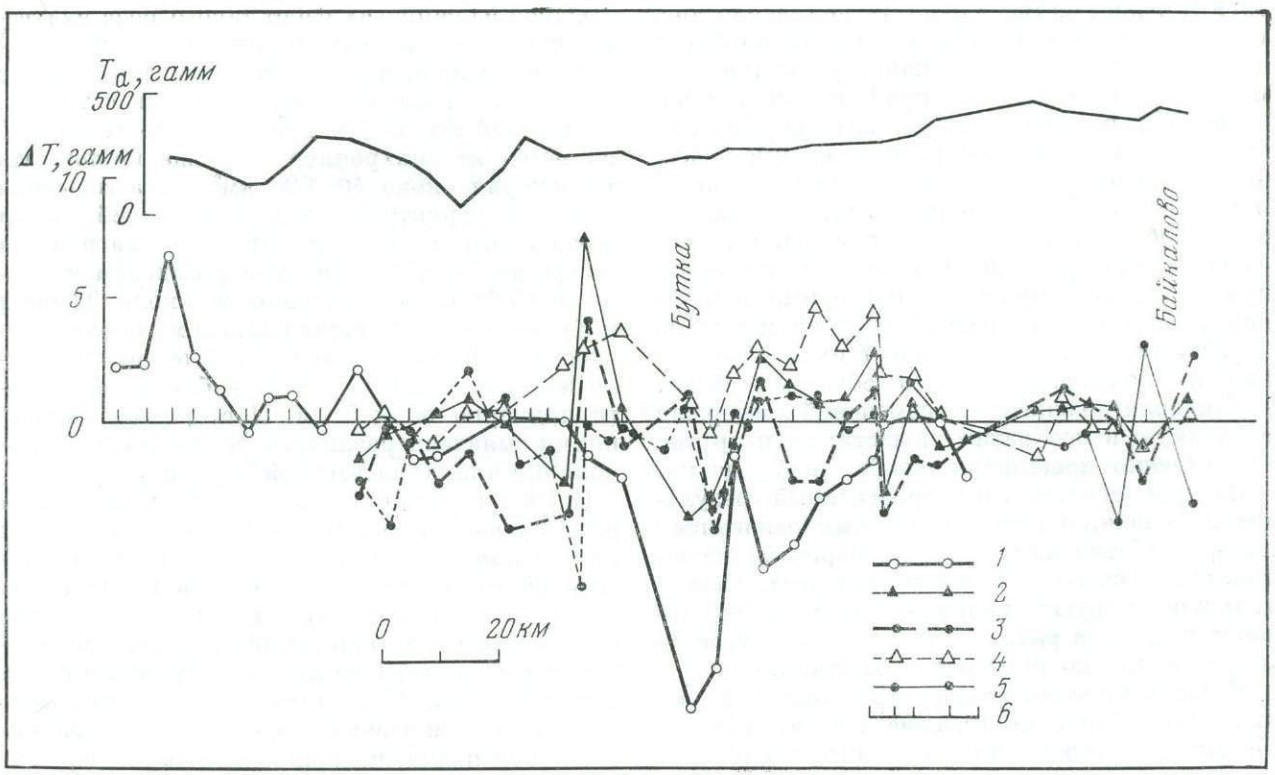


Рис. 3.30. Буткинская аномалия векового хода

Разность T: *1* — 1971—1970 гг., *2* — 1972—1971 гг., *3* — 1973—1972 гг., *4* — 1974 — весна 1973 гг., *5* — осень 1974 — весна 1974 гг.; *6* — пункты наблюдений

Таким образом, можно утверждать, что все рассмотренные аномалии вековой вариации, выявленные на Урале съемкой модуля T в 1968—1975 гг., связаны с зоной современной тектонической деятельности. Для этих трех аномалий характерно наличие как региональных составляющих поля вековой вариации с характерными размерами более 100 км, так и нескольких локальных эпицентров с размерами 8—30 км.

Анализ лабораторных экспериментов изменений поля при взрывах и заполнении водохранилищ и т. п., а также фактических результатов изучения аномалий векового хода позволяет определенно говорить о возможности использования аномалий векового хода магнитного поля для исследования динамики современных процессов в магнитоактивном слое Земли, прежде всего тектонических напряжений. Для ряда аномалий векового хода там, где в районе полигонов выполнено моделирование с водохранилищами, взрывами, где исследованы в лаборатории горные породы, с большой долей вероятности можно пытаться решать обратную задачу — по вариациям поля аномалии векового хода судить об изменении напряжений в литосфере. В результате такого рода работ, проведенных Джонстоном и Стейси, выявлены высокоточные синхронные изменения модуля T в течение нескольких месяцев на действующих вулканах в Новой Зеландии. Кривая разности поля T характеризует вариации магнитного поля в пределах 30 гамм в зависимости от активности вулкана. Эти колебания поля вызываются изменением напряжений в источнике аномалий, не превышающих 75 кг/см^2 (рис. 3.30).

Перечисленные выше работы по изучению локальных аномалий векового хода геомагнитного поля приводят к очевидному выводу, что этот метод является весьма перспективным для изучения динамики упругих напряжений в земной коре. Характерные времена изменений геомагнитного поля хорошо согласуются с классификацией Ю. А. Мещерякова для современных тектонических движений. Так же как магнитная разведка является относительно простым и эффективным методом прикладной геофизики, так ее модификация для поиска аномалий векового хода может быть простым и эффективным методом широкого изучения динамики упругих напряжений и, возможно, прогнозирования места и времени землетрясений. Однако последняя задача требует еще весьма серьезных усилий методического и теоретического плана. Поскольку магнитным методом можно оценить интегральный эффект изменения напряжений в том или ином участке земной коры, решение вопроса о достаточности таких интегральных характеристик для прогноза землетрясения будет, видимо, и ответом на вопрос о том, в какой степени аномалии векового хода геомагнитного поля могут служить диагностическим признаком землетрясения.

3.7. Магнетизм горных пород и условия магмообразования [1]

Предельные условия появления ферромагнитных минералов из расплавов, близких базальтам, изучены экспериментально. Так, по данным Т. Грина и А. Рингвуда, А. В. Лыкова и Д. М. Печерского, ферромагнитные минералы (главным образом титаномагнетиты) кристаллизуются при давлении не более 15—20 кбар, максимальная температура плавления — около 1300° С. Следовательно, в условиях земной коры и верхней мантии предельные глубины существования ферромагнитных минералов — около 60 км, т. е. нижние кромки магнитоактивных тел не могут быть глубже 60 км.

Внутри области стабильного существования ферромагнитных минералов состав их широко варьирует в зависимости от окислительно-восстановительных условий. В связи с этим выделяются четыре термодинамические зоны (*1—4* на рис. 3.31).

На основании лабораторных исследований и сейсмологических данных выявлена зависимость точки Кюри титаномагнетита от давления (рис. 3.32). Зависимость $T_c(P)$ очень близка к линейной и в первом приближении выражается эмпирической формулой: $H = 82—0{,}14\ T_c$, где H — глубина, определенная по P из предположения, что оно геостатическое.

Основная кристаллизация магматических пород, наблюдаемых ныне на поверхности Земли, происходит не в месте образования магмы или длительного ее существования (магматический очаг), а в месте ее остывания, обычно на относительно небольших глубинах (интрузивы) или непосредственно на поверхности (эффузивы). Однако появление в этих породах ферромагнитных минералов свидетельствует о том, что они

[1] Раздел составлен Д. М. Печерским.

несут информацию о глубинных условиях. Изучение T_c в пределах одного потока показывает большую однородность состава первичного титаномагнетита как по простиранию потока, так и в его вертикальном разрезе (*исключая кровлю и подошву*). *Проверка составов* зерен титаномагнетитов базальтов электронным микрозондом показала, что от наиболее ранних зерен к поздним состав титаномагнетита либо меняется незначительно, либо содержание Ti в нем постепенно растет, соответственно расчетная T_c обычно меняется от зерна к зерну на 50—100° и редко до 200° С (Лыков, Печерский, 1976). Таким образом, в каждой *точке расплава и в лавовом потоке в целом* образование первичного титаномагнетита происходит в интервале мало меняющихся $P_{O_2}T$-условий. С началом кристаллизации титаномагнетита равновесие нарушается, что и отражается в образовании серии титаномагнетитов с постепенно меняющейся обычно в сторону *понижения точкой Кюри*.

От потока к потоку одного вулкана или от фазы к фазе интрузии изменения точки Кюри первичных титаномагнетитов не превышают ее колебаний в одном потоке. Значит, состав первичного титаномагнетита отражает единые $P_{O_2}T$-условия, общие для всех потоков вулкана или всех фаз интрузии. Это могут быть только условия в источнике всех извержений *лав, всех фаз интрузии, т. е. условия в магматическом очаге*. Точнее, состав первичного титаномагнетита отвечает последнему равновесному состоянию T — P_{O_2} в магме до начала ее кристаллизации независимо от места кристаллизации минералов.

Косвенным подтверждением связи точек Кюри титаномагнетитов с глубиной магматического очага является установленная Кропачеком *отрицательная линейная корреляция* T_c с рядом петрохимических характеристик ($r = -0{,}7 \div -0{,}8$), отражающих глубину образования и дифференциации магмы, как, например, кристаллизационным коэффициентом Куно, отношением $MgO/(CaO + K_2O + Na_2O)$ (рис. 3.33), модальным и нормативным содержанием оливина и т. п. В то же время *отсутствует значимая* связь намагниченности и точки Кюри изверженных пород с содержанием в них большинства породообразующих элементов и минералов. Помимо отмеченной линейной отрицательной связи точки на рис. 3.33 отчетливо разделились по тектонической принадлежности: в левой верхней части графика сосредоточены типично рифтовые вулканические образования океанов и континентов, в правой части распределились в широком интервале орогенные эффузивы и породы островных дуг, узкий интервал в средней части графика занимают траппы. Такое распределение согласуется с главными тектоническими особенностями магматической деятельности, находящими свое отражение, с одной стороны, в глубине очагов по T_c и, с другой — в петрохимических особенностях расплава и его эволюции.

Для изучения магматического процесса необходимо восстановление состава первичных титаномагнетитов. Из-за неустойчивости последних оценка их состава по магнитным свойствам чрезвычайно затруднена. Используется *совокупность следующих данных:*

1) большая статистика определений T_c, особенно по вертикальным разрезам лавовых потоков;

2) совпадение измеренной T_c образца с расчетной, определенной на основании химического анализа мономинеральной фракции или *электронного микрозондирования зерен титаномагнетита* в шлифе;

3) определение T_c гомогенного титаномагнетита, полученного в результате его регомогенизации при термообработке образцов пород ($T \sim 1000°$ С и $P \sim 10^{-4}$ мм рт. ст.), ее совпадение с расчетной точкой Кюри.

На основании выявленных закономерных связей точки Кюри первичных титаномагнетитов *изверженных горных пород с глубиной* магматического очага и петрохимическими особенностями магмы (см. рис. 3.33, 34) можно рассмотреть распределение очагов вулканов в зависимости от тектонических особенностей вулканизма как в пространстве, так и во времени.

Африкано-Аравийская рифтовая система. В северной части системы (район Сирии) широко проявлен базальтовый вулканизм. Термомагнитные исследования (коллекции А. А. Краснова, работы советской экспедиции под руководством В. В. Белоусова) вулканических пород из района Левантийских Западного и Восточного рифтов показали, что наиболее четко выделяется мода точек Кюри 125—175° С, отношение $MgO/(CaO + K_2O + Na_2O)$ варьирует от 0,5 до 1,1 и в среднем равно 0,8.

Если сравнить однотипные вулканические образования разных тектонических структур, расположенных параллельно рифту на разном от него расстоянии, то обнаруживается, что с удалением вулкано-тектонической структуры от рифтовой долины мода и среднее значение T_c растут от 134° С в пределах западной структуры (*самая близкая к рифту*) до 151° С —

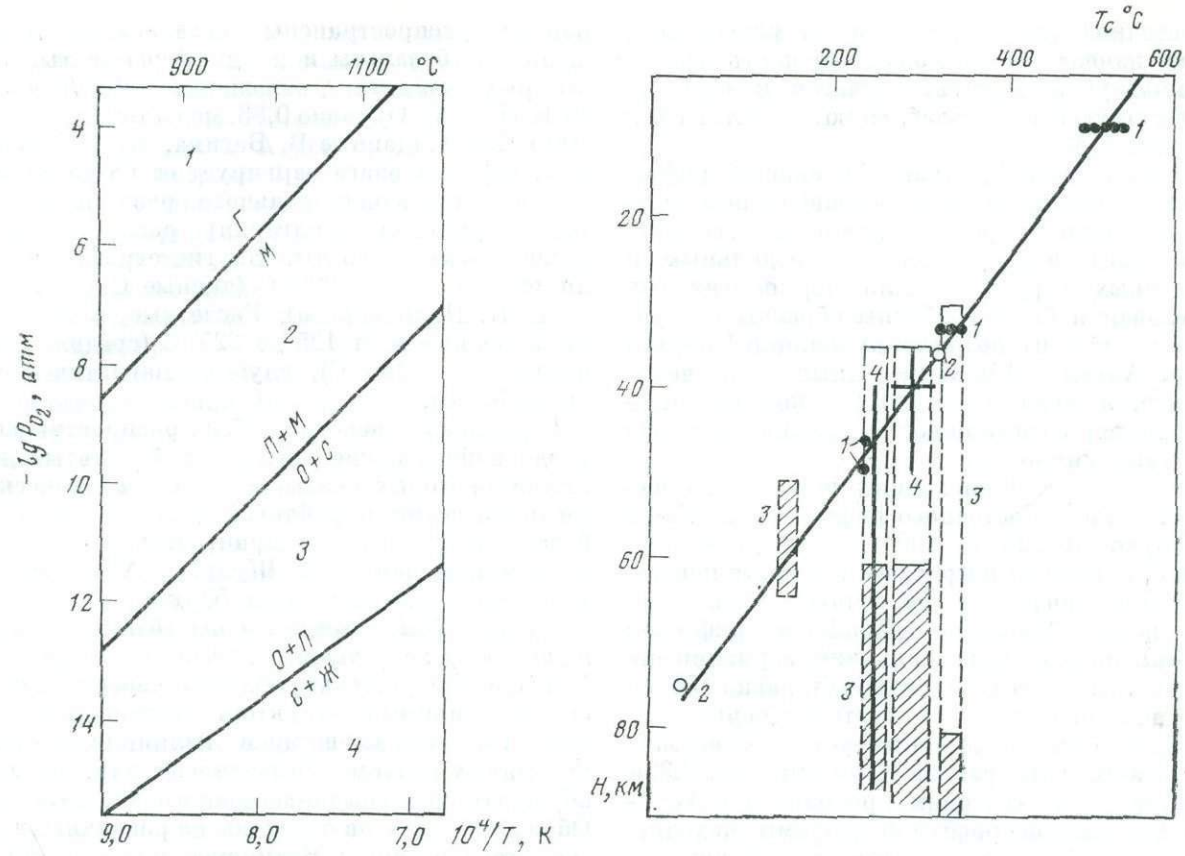


Рис. 3.31. TP_{O_2}*-диаграмма для системы* Fe—O—MgO—SiO_2 *(Lindsley e. a., 1968)*

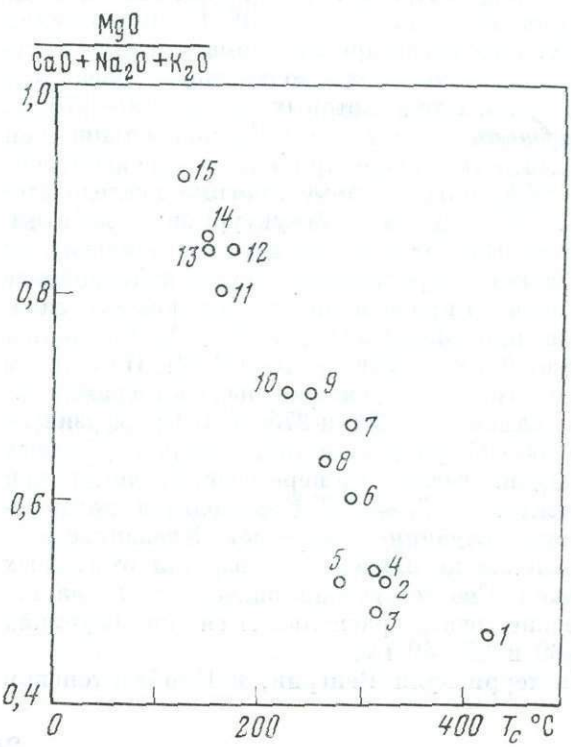
Г — гематит; М — магнетит; О — оливин; П — пироксен; С — SiO_2; Ж — железо. Обозначения *1—4* объяснены в тексте

Рис. 3.32. Зависимость точки Кюри кристаллизующегося из базальтового расплава титаномагнетита от давления

1 — плавление и кристаллизация базальтового стекла (Лыков, Печерский, 1976); *2* — титаномагнетитовая руда (Багина и др., 1970); *3* — сейсмологические данные о глубине магматического очага вулкана (заштрихованная часть — основной очаг, незаштрихованная — апофиза от него, по данным Г. С. Горшкова, С. А. Федотова и др.); *4* — оценка глубины очага по минеральным ассоциациям ксенолитов (по данным В. А. Ермакова, Ю. П. Майсуренкова и др.)

Рис. 3.33. Связь модальных измеренных точек Кюри (или средних расчетных) и средних значений отношения $MgO/(CaO + K_2O + Na_2O)$

1 — палеогеновые эффузивы Приморья (расчетные T_c); *2* — молодые андезито-базальты о-ва Парамушир; *3* — молодые эффузивы островов Кунашир и Итуруп; *4* — неогеновые эффузивы Приморья (кизинская свита, расчетные T_c); *5* — молодые базальты вулканов Тятя и Руруй (о-в Кунашир); *6* — траппы Декана; *7* — траппы Восточной Сибири (расчетные T_c); *8* — молодые эффузивы о-ва Симушир; *9* — андезито-базальты Ключевской группы вулканов; *10* — базальты совгаванской свиты Приморья (расчетные T_c); *11* — позднекайнозойские базальты Тувы; *12* — базальты Сибири; *13* — базальты Индо-Аравийского срединного хребта; *14* — базальты вулкана Килауэа (Гаваи); *15* — базальты Срединно-Атлантического хребта



в восточной (самая дальняя из изученных). Такое изменение T_c может отражать уменьшение глубин магмовых очагов к востоку, соответствующее ослаблению растяжения (см. рис. 3.32).

В южной части Африкано-Аравийской рифтовой системы широко распространены щелочные вулканические породы, вулканизм особенно интенсивен на пересечениях продольных и поперечных структур. Для термомагнитных исследований были отобраны образцы из вулканов различного возраста провинций Бирунга и Торо-Анколе. Для К-щелочных пород четко выделяется мода $T_c = 150°$ С, которая подтверждается расчетами состава титаномагнетита по данным микрозонда.

В отличие от К-щелочных пород у Na-щелочных пород Восточного рифта точки Кюри варьируют от 225 до 400° С.

Итак, исключая натриевые щелочные породы Восточного рифта, у изученных вулканических пород Африкано-Аравийской рифтовой системы, несмотря на широкие вариации их состава, мода T_c везде одинакова и равна 150° С; очевидно, она отвечает составу первичного титаномагнетита и соответствует глубине магматического очага, равной 60 км (см. рис. 3.32).

Примерно на северном продолжении Африкано-Аравийской рифтовой системы находятся позднекайнозойские базальты Турции и Армении. Мода точек Кюри первых, по данным Санвера, Крира и Иббетсона, 125—150° С, средняя расчетная $T_c = 110°$ С. В пределах Транскавказского ареала (Армения) выделяются верхнеплиоценовые долеритовые базальты, мода точек Кюри которых равна 150—170° С.

Рифтовые зоны Европы. В зоне альпийской складчатости распространены позднекайнозойские эффузивы, которые многими исследователями связываются со структурами, подобными рифтам. Наиболее полно изучены в магнитном отношении Кропачеком позднекайнозойские базальты из краевой части Чешского массива. Отношение $MgO/(CaO + K_2O + Na_2O)$ варьирует от 0,5 до 1,2 (в среднем 0,82). По данным термомагнитного анализа, на гистограмме T_c выделяются моды 200 и 275—300° С; эффузивы с $T_c \sim 300°$ С располагаются вдоль глубинных разломов, вдали от пересечений, тогда как эффузивы с $T_c \sim 200°$ С находятся на пересечениях глубинных разломов. Указанное распределение не зависит от возраста отдельных потоков. Соответственно значениям T_c магматические очаги располагаются на глубинах 55—60 и 35—40 км.

На территории Венгрии, в Прибалатонском районе, распространены позднекайнозойские щелочные базальты и их дифференциаты, для которых среднее отношение $MgO/(CaO + K_2O + Na_2O)$ равно 0,83, моды точек Кюри — 100 и 150° С (данные В. Багина, П. Мартона), т. е. глубина очага варьирует от 68 до 60 км.

Вдоль субмеридионального разлома Свиштов — Сухиндол (Болгария) распространены плиоценовые базальты. На гистограмме выделяется мода $T_c = 200°$ С (данные С. Ю. Бродской, П. П. Ножарова). Расчетные точки Кюри изменяются от 125 до 225° С (средняя расчетная $T_c = 170°$ С), глубина магматического очага 55 км.

В районе Рейнского грабена распространены позднекайнозойские щелочные базальты, излияния которых связываются с тектоническими процессами в рифтовой зоне. Средняя T_c базальтов 205° С, что практически совпадает с расчетной (данные А. Шульта и Х. Соффеля) и отвечает глубине очага 53 км.

Монголо-Байкальская горная область и некоторые другие районы, подобные рифтовым. Монголо-Байкальская область характеризуется интенсивными неотектоническими движениями, сопровождающимися излияниями вдоль глубинных разломов базальтовых лав, которые образуют пояс северо-восточного простирания. Образцы базальтов отобраны из различных частей этого региона: Витимское плато (коллекция А. Я. Салтыковского), Южное Прибайкалье (коллекции В. Ф. Давыдова и А. Н. Кравчинского), Монголия (коллекции А. Я. Салтыковского и В. П. Еремеева), Восточная Тува (коллекция В. П. Еремеева). По данным термомагнитного анализа выделяются три моды точек Кюри: 150—175, 240 и 325° С, которые коррелируют с пространственным распределением пород. Практически все базальты с $T_c \leqslant 200°$ С (средняя расчетная $T_c = 140°$ С), подобные рифтовым по T_c и $MgO/(CaO + K_2O + Na_2O)$, находятся на территории Монголии и Тувы; севернее — в Южном Прибайкалье — сосредоточена подавляющая часть образцов с T_c от 200 до 250° С и, наконец, на территории Витимского плато образцы из нескольких потоков базальтов имеют $T_c \geqslant 300°$ С, т. е. намечается тенденция к росту T_c по мере движения с юга на север, вкрест главного простирания глубинных разломов области, и соответственно к уменьшению глубин очагов от 60 до 35 км. Данные термомагнитных исследований согласуются с данными МТЗ: в районе Байкальского рифта выделяются слои повышенной электропроводности на глубине 20—40 и 40—60 км.

На территории Западной Чукотки распро-

странены четвертичные базальтовые вулканы, приуроченные к глубинным разломам; мода точек Кюри базальтов Анюйского вулкана (коллекция Н. Н. Незнанова) равна 150° С. Между Чукоткой и Аляской, в зоне шельфа, расположены острова Прибылова и Нунивак, на которых распространены базальтовые излияния, их измеренная T_c, по данным Кокса, варьирует от 120 до 180° С независимо от возраста пород, средняя T_c = 150° С.

Рифтовые зоны океанов. Независимо от состава и характера кристаллизации океанических базальтов состав титаномагнетита в них весьма однороден, значения $MgO/(CaO + K_2O + Na_2O)$ и T_c типичны для рифтовых зон (см. рис. 3.33). Благодаря быстрому остыванию в океанических базальтах очень редки случаи высокотемпературного неоднофазного окисления (разрушения) титаномагнетита, но в них исключительно широко проявлены процессы низкотемпературного однофазного окисления. У неизмененных базальтов из рифтовой долины Срединно-Атлантического хребта, по данным разных исследователей, измеренные и расчетные T_c меняются от 90 до 150° С.

Близок приведенному диапазон значений T_c у минимально измененных базальтов Тихого и Индийского океанов — 150—200° С.

Громме измерил T_c базальтов Килауэа, температура которых во время отбора из скважины превышала 900° С; обычно T_c = 150—160° С и согласуется с преобладающими значениями расчетных точек Кюри. В Исландии отобраны и изучены образцы базальтов, возраст которых меньше 0,1 млн. лет, мода их T_c = 100—150° С (данные Г. М. Солодовникова). Базальты молодых излияний о-ва Ян-Майен имеют T_c = 100—150° С.

В северной части Атлантического океана выделяется Британо-Арктическая провинция палеогенового базальтового вулканизма. Возраст базальтов близок времени начала раскрытия Северной Атлантики. По данным Сингха, Лоули, Аде-Холла, Унана, у базальтов островов Малл, Ангтим, Скай и Адирандак средняя точка Кюри наименее измененных титаномагнетитов равна 150—160° С, что указывает на сходство палеогеновых базальтов Британской провинции с рифтовыми.

Платформенный вулканизм. Близко по условиям магмообразования к рифтовому стоит платформенный вулканизм. Типичными представителями его являются породы траппповой и щелочно-ультраосновной формаций.

Породы щелочно-ультраосновной базальтоидной формации Маймеча-Котуйской провинции Сибирской платформы, по данным Б. В. Гусева, В. В. Металловой и Ф. С. Файнберга, характеризуются T_c = 260—480° С, в маймечитах преобладают T_c = 340—400° С, мода T_c траппов равна 350° С, мода расчетных T_c близка 300° С и согласуется с отношением $MgO/(CaO + K_2O + Na_2O) = 0{,}67$. Средняя T_c платобазальтов окраин Русской платформы 350—400° С; среднее отношение $MgO/(CaO + K_2O + Na_2O) = 0{,}65$. Широко распространенные на Чукотке пластовые тела габбро-диабазов относятся М. Л. Гельманом (1973) к траппповой формации, мало измененные разности пород имеют T_c = 350° С. По данным Радхакришнамурти, Сахасрабудхе, Вильсона, Смита, мода T_c траппов Декана равна 300—350° С и согласуется со средней расчетной T_c сибирских траппов и средним отношением $MgO/(CaO + K_2O + Na_2O)$ траппов Декана и отвечает глубине магматического очага ~ 40 км.

Островные дуги. Противоположностью в тектоническом отношении рифтовым зонам являются островные дуги — области преимущественных сжатий.

Курило-Камчатская дуга является своеобразным полигоном геолого-геофизических исследований зон современного вулканизма. Наблюдаемое разнообразие пород объясняется многими исследователями фракционной кристаллизацией единой магмы, влиянием ассимиляции, хотя есть и иная точка зрения — о различных источниках, связанных с частичным плавлением мантии на разных глубинах. Среди изученных образцов преобладают базальты и андезито-базальты от позднекайнозойских до исторических. Магнитные фазы характеризуются сложным многомодальным распределением.

1. Вдоль всей дуги от Кунашира до Камчатки выделяется основная мода T_c = 250° С.

2. Моды T_c = 300—400° С, как правило, относятся к поздней деятельности данного вулкана или группы их, т. е. от более ранней к более поздней деятельности вулкана растет T_c титаномагнетита, что логичнее связывать с эволюцией магматического очага. Об этом говорит и то, что закономерный рост мод T_c согласуется с уменьшением среднего отношения $MgO/(CaO + K_2O + Na_2O)$ (см. рис. 3.33).

3. В средней части Курильской дуги (о-в Симушир) шире представлены эффузивы с T_c = = 250° С, тогда как к югу и особенно к северу заметно возрастает роль пород с T_c = 300, 350 и 400°.

4. Состав титаномагнетитов (моды T_c) практически не зависит от колебаний состава эф-

фузивов, даже в больших пределах. Этот факт и близкая к линейной связь T_c и MgO/(CaO + + K_2O + Na_2O) говорят в пользу генетического единства эффузивов Курило-Камчатской дуги. Глубина магматических очагов изменяется от 50 до 25 км. Очаги с глубиной 25—30 км (T_c = = 350—400° С) более характерны для участков с большей мощностью земной коры. В северной части дуги (Ключевская группа вулканов), где среди изученных преобладают молодые и исторические лавы, уменьшение моды T_c до 250° С может объясняться сменой режима от преобладающих сжатий к растяжению и соответственно возвратом извержений к основному очагу.

Данные многих японских магнитологов подтверждают отмеченную тенденцию уменьшения глубин промежуточных очагов с ростом мощности земной коры. Для позднекайнозойских андезитов и дацитов Японии характерны моды точек Кюри 350 и 450° С, подтвержденные расчетными T_c. Вдоль западного побережья о-ва Хонсю встречаются базальты с модами T_c = 100 и 200° С; они тяготеют к внутренней части дуги и по точке Кюри аналогичны базальтам п-ва Ламанон на о-ве Сахалин (T_c = = 90—100° С).

В тыловой части Южно-Итальянской дуги находится вулкан Этна. Точки Кюри лав 693 и 1381 гг. изменяются в небольших пределах и в среднем равны 110° С. По сейсмологическим данным в Средиземноморье преобладают растяжения, что вполне объясняет низкие T_c исторических извержений Этны.

Приморье (*Сихотэ-Алинь*). Изучению подверглись базальты трех вулканических комплексов (коллекция Э. И. Блюмштейна): палеогенового (кузнецовская свита), неогенового (кизинская свита) и плиоцен-четвертичного (совгаванская свита), а также щелочные базальты западного Сихотэ-Алиня.

Небольшое число изученных образцов палеогеновых базальтов имеет T_c = 450—500° С, средняя расчетная T_c = 425° С. Среди базальтов кизинской свиты выделяются две группы: с T_c = 150—250 и 425—475° С (расчетные точки T_c = 225—275 и 375—400° С). Более однородны данные для базальтов совгаванской свиты, их T_c укладываются в интервале 200—300° С (расчетные T_c = 200—250° С). Наиболее низкие T_c у щелочных базальтов западного Сихотэ-Алиня: основная мода T_c = 175° С. Таким образом, намечается тенденция уменьшения T_c эффузивов Приморья от палеогеновых к четвертичным, а для последних с востока на запад, что подтверждается соответствующим ростом среднего отношения MgO/(CaO + + K_2O + Na_2O) (см. рис. 3.33).

По термомагнитным данным для Приморья в палеогене и частично неогене тектонический режим в среднем близок к режиму островных дуг и платформ, в плиоцене он приближается к рифтовому. По мере удаления на запад от моря это сходство усиливается. Глубина очагов плиоцен-четвертичных вулканов изменяется от 50 км на востоке до 60 км на западе Сихотэ-Алиня, что напоминает район рифта Иордан — Мертвое море и Монголо-Байкальскую область.

Армения. В позднеплиоцен-четвертичное время территория Армянского нагорья характеризуется активным вулканизмом, приуроченным к двум зонам: 1) Северной дуге — структуре, близкой островной дуге, которая включает, в частности, Айоцдзорскую область и Гегамское нагорье; 2) Транскавказскому ареалу — поперечному по отношению к альпийским структурам поднятию. На территории Армении к Транскавказскому ареалу относятся эффузивы Кечутского хребта и Лорийского плато (отбор образцов проводился совместно с К. И. Карапетяном и Э. Х. Харазяном). На фоне общего роста мод T_c от ранних к поздним излияниям (рис. 3.34) выделяются три цикла: 1) нижние долериты — промежуточные андезито-базальты; 2) верхние долериты — эффузивы кечутской свиты; 3) вершинные андезито-базальты.

Из приведенных данных видно, что эффузивы Кечутского хребта по главной тенденции — росту T_c от ранних к поздним излияниям — подобны эффузивам островных дуг, для долеритов эта тенденция выражена очень слабо, и по величине точек Кюри они близки рифтовым базальтам. Такая противоречивость свойств отражается и в петрохимических особенностях пород. Так, средние отношения MgO/(CaO + + K_2O + Na_2O) долеритовых базальтов (0,63) и андезитов кечутской свиты (0,4) не соответствуют их точкам Кюри (см. рис. 3.34). Тенденция в изменении величины T_c от ранних к поздним излияниям лав Гегамского нагорья такая же, как у эффузивов Кечутского хребта.

По мере удаления на восток от Кечутского хребта заметно усиливается и становится четче тенденция, свойственная вулканизму островных дуг — рост моды T_c и уменьшение MgO/(CaO + K_2O + N_2O) от ранних к поздним излияниям. Практически общей для всего региона закономерностью является уменьшение точки Кюри у наиболее молодых эффузивов. Это, очевидно, следует связывать с общей

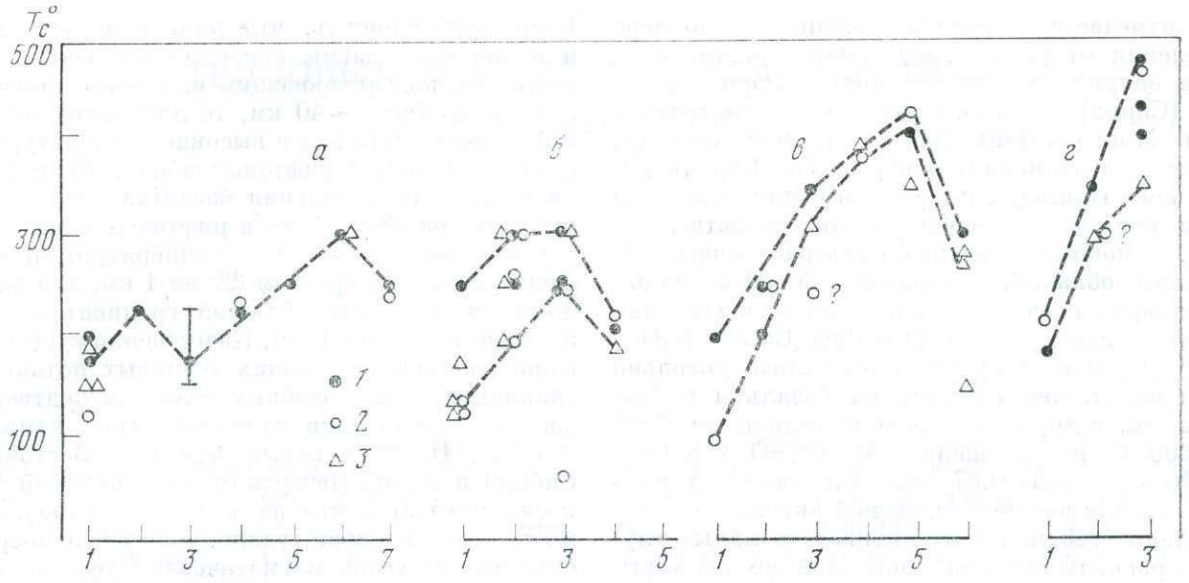


Рис. 3.34. Зависимость T_c от возраста вулканизма (Армения)

1 — модальные значения T_c; *2* — значения T_c после регомогенизации; *3* — расчетные T_c по данным микрозондирования; *а* — Кечутский хребет: *1* — нижние долериты, *2* — промежуточные андезито-базальты, *3* — верхние долериты, *4—6* — кечутская свита (андезито-базальты, андезиты, дациты), *7* — вершинные андезито-базальты; *б* — Гегамское нагорье: *1* — долериты, *2* — андезито-базальты Разданского и Гарнийского потоков, *3* — андезиты Тар, андезито-базальты Богусара и Токайские, *4* — базальты Саакасар; *в* — Айоцдзорская область: *1* — Варденисский покров (андезито-базальты), *2* — Сарцилинский и Джермукский покровы, *3* — поток кратера Джермук, *4* — Цахкашатский поток, *5* — поток Смбатасар и Вагуди, *6* — поток Далик; *г* — Восточная Армения (сел. Хот): *1* — нижний поток, *2* — верхний поток; *3* — шлаковые конусы Хот, Арпа-Тапа

сменой режима магматизма в регионе от преобладающих сжатий к относительному их уменьшению или растяжению. Как следует из сказанного, меняются проницаемость среды и глубина очагов. Неоднократный подъем магмы и ее задержки из-за сжатий в промежуточных камерах, очевидно, не означают исчезновения первичного очага. Этим можно объяснить неоднократный возврат к нему.

Таким образом, можно сделать следующие выводы.

1. Эффузивы рифтовых зон океанов и континентов характеризуются весьма однородным составом титаномагнетита (T_c изменяется от 100 до 200° С), среднее отношение $MgO/(CaO + K_2O + Na_2)$ = 0,8—0,9, следовательно, глубина очагов варьирует в небольших пределах — 55—70 км.

2. Эффузивы островных дуг характеризуются большим разнообразием составов титаномагнетитов ($T_c \sim 100$—450° С), среднее отношение $MgO/(CaO + K_2O + Na_2O)$ изменяется от 0,3 до 0,7, что отражает разнообразие условий образования пород, широкие вариации глубин очагов — от 70 до 20 км и меньше, при этом наблюдается тенденция уменьшения глубины очага от ранних к поздним излияниям.

3. Различия в точках Кюри и их вариациях между лавами рифтовых зон и островных дуг коррелируют с петрохимическими особенностями и с главным отличием двух указанных типов тектонических структур: первые являются областями преимущественного растяжения и высокой сейсмической активности малых глубин. вторые — преимущественного сжатия и высокой сейсмической активности больших глубин. Соответственно для первых характерна высокая проницаемость среды и быстрый подъем магмы практически из камер первичного накопления, для вторых — медленный подъем, накопление магмы на относительно малых глубинах (в промежуточных камерах), взаимодействие с внешней средой и бóльшая дифференциация.

Растягивающие или сжимающие напряжения в конкретном регионе не являются исключительной характеристикой его как в пространстве, так и во времени, а лишь отражают преобладающие тенденции. Естественно ожидать с удалением от зоны максимального сжатия ослабления напряжений, вплоть до появления зон растяжения. Последнее, вероятно, характерно для тыловых зон островных дуг и объясняет появление базальтов с точками Кюри, близкими или типичными для базальтов рифтовых зон (Сахалин, Хонсю, Италия). В случае рифтовых

зон отмечается обратная тенденция — по мере удаления от рифта уменьшаются растягивающие напряжения, растут точки Кюри базальтов (Сирия). Видимо, такое объяснение годится для Монголо-Байкальской горной области, Приморья, Армении, Центральной Европы (?), причем в Приморье и Армении режим осложнен изменениями во времени и пространстве.

4. Основные и щелочно-ультраосновные эффузивы областей тектонической активизации платформ, с одной стороны, по малоизменяющимся среднему отношению $MgO/(CaO + K_2O + Na_2O)$ и составу титаномагнетита довольно однородны, чем напоминают базальты рифтовых зон; с другой стороны, по величинам $T_c \sim 300°$ С и отношения $MgO/(CaO + K_2O + Na_2O) = 0{,}6—0{,}67$ они отличаются от рифтовых. Для зон тектонической активизации характерна сейсмическая активность малых глубин, расколы консолидированной земной коры, т. е. это зоны преимущественного действия растягивающих напряжений, и в этом отношении они похожи на рифтовые. Судя по T_c, очаги расположены на глубине порядка 40 км. Если предположить, что плавление вещества и накопление магмы в первичных очагах зон тектонической активизации платформ происходит на глубине ~40 км, то для таких областей должны быть более высокие температурные градиенты, чем в рифтовых зонах. Если принять, что для плавления базальта необходима температура 1300° С, то в рифтовых зонах, где глубина очагов ~60 км, температурный градиент составит в среднем 22° на 1 км, для траповых и подобных областей градиент должен превышать 30° на 1 км. Качественно существование аномально высоких тепловых потоков в траповых и им подобных областях подтверждается на основании палеомагнитных данных. Так, В. П. Родионовым для юга Восточной Сибири и Д. М. Печерским для Западной Чукотки показано, что на огромных площадях, иногда значительно удаленных от непосредственных выходов магматических тел, осадочные породы однородно перемагничены в результате прогрева по направлению геомагнитного поля, существовавшего в регионе во время высокой магматической активности.

Глава четвертая

ТЕПЛОВЫЕ ПОТОКИ ИЗ КОРЫ И МАНТИИ КОНТИНЕНТОВ

Исследования тепловых потоков ведутся интенсивно как в экспериментальном, так и в теоретическом направлениях. Основная цель экспериментальных исследований — измерение температур и тепловых потоков в различных геологических условиях и сопоставление закономерностей их распределения с тектоникой и другими полями. Однако накопление фактического материала происходит неравномерно. Медленнее растет количество данных на континентах по сравнению с тем, что происходит на океанах в местах предполагаемого спрединга и субдукции. Поэтому континентальные значения теплового потока трудно интерпретировать, особенно в районах со сложным геологическим строением. Вместе с тем лучшая изученность геологии континентов дает более глубокую основу для понимания природы теплового потока и раскрытия роли тепловой энергии в геологических процессах. Там, где тепловой поток достаточно хорошо изучен на поверхности, мы можем обратить внимание на поток от глубинных границ: кора—мантия, литосфера—астеносфера.

Теоретические исследования в основном направлены к выяснению глубинной природы теплового потока и его аномалий, к изучению связей между тектономагматической активностью и величиной теплового потока, к восстановлению тепловой истории Земли и построению геотермической модели Земли как в целом, так и отдельных ее оболочек и зон. Уровень знаний современного теплового поля совместно с данными о генерации тепла и кривыми солидуса позволяет подойти к термической оценке толщины литосферы.

Среднее количество потерь тепла Землей с поверхности близко к 0,06 Вт на один квадратный метр поверхности или 30 триллионов ватт по всей планете. Но количество энергии Солнца, попадающей на поверхность Земли, в 6000 раз больше, и это полностью определяет температуру у поверхности. Однако эволюция Земли охватывала громадный отрезок времени, так что внутренняя энергия накапливалась и могла произвести значительную геологическую работу.

Наиболее существенными внутренними процессами, вызывающими преобразование лика Земли, являются радиогенная генерация тепла и гравитационная дифференциация. Дифференциация зарождается после некоторого разогрева на уровне границы ядра и астеносферы. Количеством тепла, выделяющегося при распаде радиоактивных элементов, определяется общий фон тепловых потоков на поверхности. Этот фон нарушается многочисленными факторами, которые создают тепловые аномалии разной амплитуды и размеров. Всесторонний анализ этих факторов показал, что наиболее существенные крупномасштабные возмущения теплового поля создаются тектономагматическими процессами.

Нарушения теплового поля вблизи разломов иногда намного превышают нормальный уровень в основном за счет гидротермальной и интрузивной активности.

Исследования аномалий теплового потока в активных районах показали, что значительное повышение теплового потока создается при нарушении условий кондуктивного теплопереноса и выносе большого количества тепла тепломассопереносом совместно с продуктами плавления и дифференциации магмы.

Между тепловым состоянием недр и динамикой земной коры существует самая тесная связь. Взаимное влияние тепловых и геодинамических явлений выражется неодинаково в разных классах эндогенных режимов и зависит от запасов тепловой энергии, степени дифференциации и проницаемости литосферы (Белоусов, 1974).

4.1. Общие сведения о тепловых потоках и методах их изучения

4.1.1. Состояние исследований теплового потока

Распределение тепла в Земле подчиняется одному из фундаментальных законов физики, известному под названием закона Фурье о теплопроводности, который состоит в том, что потоки тепла направлены от более теплых частей тела к более холодным. Отсюда можно заключить, что если температура возрастает с глубиной, то это означает, что из недр Земли наружу идет тепловой поток.

Распределение величин теплового потока в континентальных регионах отличается от того, которое наблюдается на океанических площадях. Однако средний тепловой поток почти одинаков в них. Некоторые площади, такие как Восточная Камчатка, Исландия, Байкал, характеризуются экстраординарным тепловым потоком. Геотермальные площади такого типа рассматриваются как потенциальные источники энергетических ресурсов.

Несмотря на то что на континентах изучение тепловых потоков началось раньше, накопление фактического материала происходит на них медленнее. Такое положение объясняется методическими трудностями определения тепловых потоков на суше, где геотермические измерения ведутся в глубоких скважинах и полностью зависят от числа последних. В океанах определение теплового потока ведется методом внедрения зонда и измерительных датчиков в донные осадки.

Первые результаты по определению тепловых потоков на суше были опубликованы в 1939 г. Буллардом, а на океанах — в 1956 г. Буллардом, Максвеллом, Ревелом. В СССР такая работа была начата в Институте физики Земли АН СССР в 1960 г. (Любимова, 1968). Были получены значения тепловых потоков в разных тектонических зонах Советского Союза: на Балтийском и Украинском щитах, в Днепровско-Донецкой впадине, в Предкавказье, Прибайкалье и др. Начиная с 70-х годов определения теплового потока ведутся в СССР многими научно-исследовательскими организациями, что способствует накоплению фактического материала и развитию теоретических работ (Кутас, Гордиенко, 1971; Тепловой режим..., 1970; Дучков, Соколова, 1974; Зорин, Лысак, 1977).

В СССР геотермически наиболее изучены юго-западные районы — Предкавказье, Крым, Прикарпатье, Украинский щит и др. Здесь выполнено более 800 измерений, что составляет половину всех определений теплового потока в СССР. Довольно полно охарактеризованы также рифтовая система Байкала, Алтае-Саянская область, зона Охотского моря, внутренние моря, Урал, Средняя Азия. Интенсивные исследования теплового потока ведутся Геологическим институтом АН СССР, Институтом геологии и геофизики СО АН СССР, Иркутским институтом земной коры СО АН СССР, Институтом геофизики АН УССР, Грозненским нефтяным институтом, Тбилисским политехническим институтом, Институтом геохимии и геофизики АН БССР, Институтом физики Земли АН СССР, Сахалинским комплексным научно-исследовательским институтом, Институтом вулканологии ДВНЦ АН СССР и др.

Более 300 определений теплового потока выполнено Институтом геофизики АН УССР на территории Украины. Здесь исследованиями охвачены все тектонические зоны, и проведены детальные работы на отдельных структурах и месторождениях полезных ископаемых. Ниже многие примеры будут взяты из этих работ.

По мере накопления данных с 1965 г. неоднократно предпринимались попытки их обобщения и анализа с целью установления пространственных закономерностей в распределении тепловых потоков. Одним из первых обобщил результаты измерений тепловых потоков Берч (Birch, 1954). Он получил среднее значение теплового потока по всей поверхности Земли равным 1, 2 мккал/см^2·с. Это значение и по настоящее время принимается в качестве глобального среднего для суши. В 1963 г. Ли выполнил осреднение данных по тепловому потоку по географическим координатам, взяв за основу сетку 5 × 5°. Им впервые был проведен гармонический анализ данных и на этой основе получено среднее значение теплового потока для Земли, равное 1,5 мккал/см^2·с ± ± 15%. Затем подобные обобщения с учетом новых определений теплового потока были получены Ли и Уеда (Lee, Uyeda, 1965). Хораи и Симмонс (Horai, Simmons, 1969) подтвердили полученное Ли и Уеда среднее значение потока.

С учетом тектонического районирования провели обработку данных по тепловым потокам Я. Б. Смирнов (1968) и Б. Г. Поляк (Поляк, Смирнов, 1969). Ими анализировались однородные выборки по однотипным геолого-

тектоническим провинциям, имеющим общие существенные признаки (прежде всего возраст складчатости, а также мощность земной коры, характер физических полей и др.). Функция распределения в пределах таких провинций удовлетворяет, по данным Я. Б. Смирнова (1968), нормальному закону. Мировое среднее, полученное на основе такого анализа, составляет 1,18 мккал/см²·с. Согласно статистическим сводкам (Pollack, Chapman, 1977; Суетнова, 1975), величина среднего теплового потока в целом для земного шара составляет 1,49—1,50 мккал/см²·с. Таким образом, можно считать, что мировое среднее находится в интервале от 1,18 до 1,50 мккал/см²·с. Этот широкий интервал является следствием не только недостатка данных, неравномерного распределения пунктов наблюдения и значительных вариаций теплового потока, но и разного подхода к обработке. По-видимому, при увеличении числа наблюдений должно произойти сближение этих крайних значений (Суетнова, Любимова, 1970).

Диапазон изменений теплового потока на континентах — от 0,4 до 3,0 мккал/см²·с. На океанах диапазон изменения тепловых потоков много больше — от $\pm 0{,}1$ до 9,0 мккал/см²·с. Современные гистограммы тепловых потоков для океанов и континентов обнаруживают поразительное подобие. Они имеют один четко выраженный максимум, который соответствует значению потока 1,19 мккал/см²·с или 50 мВт/м². С одной стороны, это может свидетельствовать об одинаковом количестве источников тепла в вертикальной колонке вещества земной коры и мантии в обоих регионах, отличающихся лишь степенью дифференциации вещества тектоносферы. С другой стороны, равенство потоков можно объяснить наличием тепломассопереноса в верхней мантии и выравниванием температуры на верхней границе океанической и континентальной литосферы за счет конвекции.

В процессе изучения тепловых потоков было установлено, что их величина и характер распределения зависят от тектонической эволюции. Часто наблюдается зависимость величины теплового потока от возраста последней складчатости континентальных геологических структур (Смирнов, 1968; Тепловой режим..., 1970). Низкие значения тепловых потоков соответствуют докембрийским щитам. На этот факт обратил внимание С. А. Красковский (1961). В настоящее время его подтверждают обширные материалы по Балтийскому (Любимова и др., 1973б), Украинскому (Гордиенко, Кутас, 1971), Канадскому, Индийскому и другим щитам. Низкие потоки характерны также для древних платформ. Высокие потоки наблюдаются в более молодых геосинклинальных поясах, зонах современного вулканизма и рифтогенеза.

На величину тепловых потоков, поступающих из недр к поверхности, влияет большое количество различных искажающих факторов в приповерхностной зоне, где обычно ведутся измерения. Существенные возмущения поля вызываются движением подземных вод, рельефом земной поверхности и кристаллического фундамента, надвигами, разломами, вариациями климата в течение недавних геологических эпох, вертикальными движениями, неравномерным осадконакоплением и эрозией, а также различного рода геохимическими процессами: метаморфизмом, гидратацией пород и т. п.

В настоящее время разработаны методы оценки влияния рельефа местности (Любимова и др., 1973а; Дучков, Соколова, 1974; Benfield, 1949; Birch, 1954), изменений температуры поверхности, надвигов (Кутас, Гордиенко, 1971). Есть примеры учета динамики подземных вод (Кругликов, 1963; Тепловой режим..., 1970), неоднородности земной коры (Корытникова, 1943), но в меньшей степени изучено влияние осадконакопления, неотектонических движений, физико-химических процессов.

4.1.2. Интерпретация данных теплового потока

Представления о температуре земных недр обычно складываются из определений теплового потока, теплопроводности и генерации тепла радиоактивными изотопами. Дополнительные сведения о ходе глубинной температуры T и особенно о возникновении зон расплавов могут быть выведены на основании изучения электрических свойств коры и мантии по данным геомагнитных вариаций и магнитотеллурического зондирования, поскольку электропроводность σ силикатных минералов существенно зависит от температуры. Она может быть представлена набором экспонент

$$\sigma = \sum_i \sigma_i \exp\left(-E_i/T\right),$$

где σ_i, E_i — константы, определяющие тип основных носителей электрической энергии при данных P и T. На глубинах, превышающих десятки километров, температура становится доминирующим фактором для определения электрического разреза. Когда T возрастает

Таблица 4.1. Распределение числа измерений теплового потока по сетке 5×5°

	0°	10	20	30	40	50	60	70	80	90
90°										
80										
70										1
	5	1	2	1			22			
60		10	17		1	4				
		20	5					1		
	1	10	12	22	12	19	32	28	9	3
50	3	29	57	20	42	4	72	94	39	7
	2	6	8	19	1	2	32	50	93	28
40		1	7	10	1	2	4	1		11
				2	4	5	10			1
30								2		
								1		
20								14	22	
									4	15
10										
	2									
0	2	2							12	9
	6	4	11				1		3	
10	2		3				19		2	
		5	1					1	1	
20	3	7	2				1	3	2	
	3	3	1			6		1	1	1
30	3	3	3	1	5		3	4		1
					1	3				
40						1			1	1
50										
								2		
60										
70										
	0°	10	20	30	40	50	60	70	80	90

	90	100	110	120	130	140	150	160	170	180
						1	1	7	6	3
				7	1		1		1	1
					1	1				
	3	7	4					1	3	
35	1	27	48	1		1		2	7	8
							1	6	8	12
							23	46	14	5
						1	53	55	9	9
						1	11	10	2	4
						3	2	13	6	4
						4	9	2	2	
				2			3	2	6	2
4						3	3	1	3	2
				1	4		3	5	2	
12					1	1	1			2
3	26					2				
	7	10	1		1	2				1
4		3	5	1	8	1		1		
1	4	1	1	2			1	2		
1	1	3					1	2	1	2
1	2	2	2	2	2					
		3	1	3	2	5			1	2
1	1	1			2				1	2
1		1		1	1	1				
						1		1		
	90	100	110	120	130	140	150	160	170	180

Таблица 4.1 (окончание)

180°	170	160	150	140	130	120	110	100	90	
						1				90°
		6	14							
					1	3	5			80
							1			
	1				1		1			70
6	2			3	4	2				60
9	4	1	2	1			3	5		
3			2	1			1	1	5	50
2	2		2		2	2	3	3	7	
2			2	3	1	1	2	5	9	40
1	1	2	4	4		1	2	3	4	
1	2		1	4	2	2	1	1	6	30
2	1	1	3	30	17	3	2	3	4	
4	4	3	1	3	17	2	2	1	2	20
2		3				2	7	2	4	
4	3	2				4	1		3	10
4	1	1					1		5	
4		1			1	1			9	0
4		1			1	1		5	3	
	4				1	2	6	5	7	10
20	5			1		7	1	1	1	
9	5	1				1	1			20
4	1	1					1			
		1	1							30
		1								
										40
1										
										50
										60
										70
180°	170	160	150	140	130	120	110	100	90	

90	80	70	60	50	40	30	20	10	0
							3	1	
							11	5	2	1	3
						21	10	2			
						1					1
	1					1	1				7
48	5	3	4				1	1	2	2	1	1	4	5	1	
	2	26	21	1	1			1	1	3	8	6	5	4		
	2	5	1	10	3	1					1	3	2	1	6
1	3	1	7	1	3	2		1					1	2	1	
4		1	6	11	6	2	1	1	4	1	1	10	5	1		
1	1		4	12	2	3	5	5	5	2	1					
	1		3	8	3	5	1	13	6	3	3	1	1			
8		3	9	5	7	10	5	11	16		2	2		2		
18	16	7							6	2	4	1	2	3	1	
11	6	3							2	6	4		1	2	4	5	2
10	5									5	2			7	2	1	
2	4										2			10	17	3	6
3	4	7									1	2	1	2			
	2	4									1	3	2	3	9		
1	3	1	3								1	1		3	7		
1												1		3	14	7	2
													2		1	3	2
							2			2							
1						1											
		1						1									
	1	1			1												
			1		1												
90	80	70	60	50	40	30	20	10	0								

Таблица 4.2. Величины теплового потока, осредненные по сетке 5×5°, мккал/см²·с

	0°	10	20	30	40	50	60	70	80	90
90°										
80										
70										1,3
60	1,3 1,2 1,0	2,4		0,8			1,5 1,6	1,5 1,3	1,3 1,3	1,5
50	1,0 1,1	1,2 0,8					1,5 1,5	1,3 1,4	1,3 1,2	
40	0,9 1,1		1,0		0,8 0,9	1,4 1,2	1,0 1,0	1,3 1,0		
30	1,3 1,5 1,7	1,4 1,2	0,7 1,1	1,1 1,1	1,2 1,0		0,8	1,3 1,1		
20	2,0 2,1 1,9	2,0 1,5	0,9 1,2	1,2 1,8	1,3 1,1	1,2	1,3			
10	2,0 1,9 2,2	1,3 2,2	1,0 1,2	0,9 1,5	1,2 3,7	1,2 1,4	1,6 1,6	1,6		
0	0,9 2,9	1,1 1,2	0,9 0,7	0,5	1,7 1,4	1,6	1,5 1,3			
10	0,7	1,0 0,5	0,6		0,9					
20				5,3					1,8	
30				3,2				2,0	1,7	1,4
40				2,2	3,1				1,1 2,4	
50					2,6 4,0	2,3			0,6	
60						1,7 1,6	1,4 1,5	1,5 1,0		
70	1,4					1,1 1,0	0,4	1,6	1,2	1,5
80	1,4 1,5				1,2 1,2	1,3 1,0	2,2	1,3		
90	1,3 1,4 1,6			0,2	1,0	1,5 1,6	1,8 1,3	1,5 1,5	1,1	
100	1,6 1,3			0,9	1,4	1,1	1,8 1,0	0,7	1,4	1,1
110	1,2 1,3				1,1 0,7	1,2	0,7 0,8	0,4	1,3	1,5
120	1,5 1,6 1,2			1,4	1,5 1,1	1,6	1,4 0,4	3,0 1,5		
130	1,3 1,4 1,6			1,1	1,3 1,2	1,4 1,8	0,9 1,5	3,8 2,8	0,1	2,6
140	1,5 1,2 1,2	1,9 1,4		0,8	1,2	1,6	0,7	0,9		
150		1,5	1,5				3,7	0,9	1,3	0,7
160			1,3			1,8 2,3		1,2	1,3	
170										
180°							1,3	1,3		
190										
200										
210										
	0°	10	20	30	40	50	60	70	80	90

	90	100	110	120	130	140	150	160	170	180°
90°						2,1	2,0 2,2	1,6	2,0	
80				2,6 0,3			1,3	1,4	1,4 1,5	1,6
70										
60										
50					1,2 1,1					
40	1,2 1,0 1,4						0,9	1,4	3,0 1,3	1,6
30	1,1 0,6 1,5 1,5 1,6				1,0	0,9	1,7 1,5	2,1 1,5	1,4	2,6
20						1,3 2,5	2,2 2,4	1,8 1,4	1,2 0,5	1,6
10						2,3 2,3	2,2 1,8	1,2 1,3	1,2 1,0	1,5
0					3,8	2,2 2,2	0,9 1,2	1,3 1,2	1,1 1,1	1,3
10					2,2	1,2 2,3	1,3 1,0	1,8 1,0	1,4 1,1	
20					4,1	0,9 1,4	0,9 1,4	1,4	1,2 1,2	0,6
30					1,4	1,7 2,8	2,7	1,4	1,0	1,2
40				1,0		1,8 1,2	1,6 1,2	1,2	1,2	
50	2,6				1,0	1,6 0,2	0,5 0,1	1,2		1,4
60				2,2	1,8	1,9 1,7	0,7	1,2	1,1	0,9
70	1,3				2,5	0,8 0,2		0,8 1,3	1,9	
80	0,8 1,6					3,6		0,8	1,4	0,9 1,1
90	1,2 1,3 0,5				1,7	1,7		1,1 0,4	3,0 0,7	1,0 1,0 1,2
100	2,2	1,5 1,4	1,0	1,0	1,2		2,0	1,3 3,6	1,3 1,6	0,7 2,5 1,6
110	1,0 1,4	1,1 0,8	1,0				2,3	1,7	1,5	2,9 2,7
120	1,6 1,0	1,0					1,5	1,7 1,8	1,3 0,8	1,0 1,6 1,3 1,4
130	1,6 1,3	1,3 1,2	1,9	1,2					1,4	0,9 0,8 1,2 1,4 0,6
140		1,5 0,4	1,5	1,2	0,9			2,2	1,9 2,2	1,4 1,5 2,3 0,4
150	1,3 0,8	0,6		1,0				2,1	2,9 1,9	
160	1,5	2,3	0,6	1,1	0,7				2,0	0,9
170					1,1	1,3				
180°										
190										
200										
210	?									
	90	100	110	120	130	140	150	160	170	180°

Таблица 4.2 (окончание)

90°	180°	170	160	150	140	130	120	110	100	90
							1,8			
80			1,3	1,3						
						0,5	0,7	1,5		
70								0,5		
		1,4				2,0		1,3		
60										
	1,6	1,6			1,5	1,4	1,8			
50	1,4	3,0	1,9	0,9	2,7			1,8	1,8	
	1,5			1,3	0,5			0,5	2,9	1,6
40	1,3	1,6		1,5		1,4	1,5	1,1	1,3	1,2
	1,4			1,1	1,4	2,1	0,4	1,4	1,3	1,4
30	1,3	1,3	1,1	1,5	1,6		1,5	1,5	1,5	1,2
	1,3	1,1		1,2	1,3	1,2	1,6	1,5	1,6	1,2
20	1,3	1,3	1,2	1,4	1,3	1,4	1,4	1,3	1,6	1,0
	1,1	1,1	1,4	1,3	1,8	1,5	1,4	2,1	1,3	1,7
10	1,0		1,0				0,7	1,8	0,9	1,3
	1,2	1,0	1,2				1,3	2,0		1,3
0	1,1	2,0	1,2					1,5		0,8
	1,4		0,5			1,1	0,7			0,7
10	1,4		1,2			1,4	0,8		1,7	1,5
		1,0				1,2	0,7	1,0	1,1	1,0
20	2,0	1,4			1,6		1,0	1,1	0,2	1,1
	1,0	1,1	1,6				1,0	1,4		
30	1,4	1,8	1,1					1,3		
			1,6	1,4						
40			1,1							
									1,1	0,1
50	1,4									
60										
70										

90	80	70	60	50	40	30	20	10	0°
							5,1	4,5	
						2,1	3,2	3,4	1,2	1,3
						2,0	4,4	2,2		
						1,4				0,9
	0,6					6,2	1,5			1,4
1,0	1,0	0,8	0,9			6,5	1,3	1,0	1,1	0,8
	1,0	1,2	1,3	1,4	1,2	2,3	1,5	1,2	1,1	
	1,0	1,2	0,9	1,1	1,2	1,4	1,1	1,1	1,1	0,9
1,0	1,1	1,2	1,0	1,0	1,1	0,8	0,6	1,0	1,0	
0,8		1,2	1,0	1,3	1,2	0,9	1,0	0,7	1,0	2,5
0,8	1,2		1,3	1,3	1,6	1,1	1,1	2,3	1,8	0,6
	1,8		1,2	1,3	1,6	1,3	1,4	1,6	2,2	1,2
0,8		1,2	1,2	1,4	1,4	1,3	1,3	1,5	2,6	
1,9	3,1	3,4						2,3	0,8	3,2
2,9	2,2	3,9						1,2	1,8	1,6
2,4	2,0								1,7	1,8
0,8	1,0									1,3
0,6	1,9	1,0								1,5
	1,3	0,8								1,4
1,5	1,8	1,6	0,6							1,3
2,1										
							1,4			
1,0					1,2					
		0,7						1,4		
	0,7	0,5			1,0					
			1,2		0,2					

от 800 до 1200°, электропроводность перидотита возрастает от 10^{-14} до 10^{-12} электромагнитных единиц (Bradley e. a., 1964). Эти данные дали основание предположить, что уровень сильно проводящего высокотемпературного слоя в верхней мантии может быть сопоставлен с верхним краем залегания астеносферы (Тулиани, 1975; Good, Tozer, 1965; Artushkov, 1973).

Сейчас стало ясно, что изучение геотермического разреза в комплексе с данными МТЗ и магнитовариационных зондирований дает полезную информацию о вариациях глубины залегания кровли астеносферы и границы между литосферой и астеносферой.

Одной из основных задач геотермии на современном этапе является изучение пространственных закономерностей распределения тепловых потоков и их связи с особенностями распределения радиоактивности, геологическим строением и другими физическими полями Земли.

Всего по СССР получено более 1100 значений теплового потока (Каталог..., 1973). Эти значения были введены в сферический гармонический анализ мирового распределения теплового потока (Суетнова, 1975) в отличие от подобной работы Чэпмена и Поллака (Chapman, Pollack, 1975), где использование данных по СССР было неполным. Распределение числа измерений теплового потока и его величин даны в табл. 4.1 и 4.2. Эти же данные были использованы для построения карты тепловых потоков Международного геодинамического проекта, составленной Мировым центром данных А (рис. 4.1). Обработка их методом сферического гармонического анализа до гармоник 10-го порядка дала нам возможность построить карту изолиний теплового потока на земном шаре и выделить положительные и отрицательные его аномалии. Эта карта изолиний в новых единицах 10 мВт/м² представлена на рис. 4.2.

Наиболее крупные положительные аномалии приурочены к районам Исландии — Гренландии, Калифорнийского залива, восточной части Тихого океана, Восточной Африки, Красного моря, Аденского залива, окраинным морям восточного побережья Азии от Камчатки до Новой Зеландии, к северо-восточной части Индийского океана, центральным частям Атлантического океана.

Отрицательные аномалии расположены на Канадском щите, на севере Восточной Европы, в Южной Америке. Сопоставление нашей карты изолиний с аналогичной американской картой (Chapman, Pollack, 1975) показывает, что советскими авторами получена более детальная картина теплового поля для Евразии и Индостанского полуострова, Африки, Индийского океана, восточной части Тихого океана, южной части Атлантического океана, где предсказано холодное пятно на 60° ю.ш. 10°з.д., а также ряд других пятен, не выявленных Поллаком и Чэпменом. На нашей карте прослеживаются холодная Колыма и нагорье Гоби, а Кавказ не попадает в холодную область. Картина изолиний абсолютно идентична с картой Чэпмена и Поллака только в западной части Тихого океана вдоль Северной и Южной Америки, где отмечены три горячих пятна: Калифорнийский залив, южная часть Восточно-Тихоокеанского поднятия и северо-западный угол Южной Америки. По советским данным, обнаружено горячее пятно 80 мВт/м² в надэкваториальной области Атлантического океана, а холодное пятно 30 мВт/м² предсказано для южного окончания Латинской Америки, в то время как в Атлантическом океане и в Тихоокеанском поясе субдукции прогретые зоны разобщены полем умеренно повышенного теплового потока 70—80 мВт/м² и не сливаются в общую область. По Чэпмену и Поллаку (1975), Тихоокеанская прогретая зона субдукции едина и даже захватывает Северную Австралию, что мало вероятно (см. рис. 4.2). В целом из карты изолиний видно, что значительные положительные тепловые аномалии связаны с подачей горячего материала под океаническими хребтами. Именно к ним приурочены максимальные значения теплового потока.

Истолкование аномалий теплового континентального потока основано на изучении содержания радиоактивных элементов в горных породах. На континентах для отдельных стабильных районов иногда, как уже говорилось, прослеживается линейная зависимость величины теплового потока от концентрации радиоактивных элементов в поверхностных породах. К этому вопросу мы перейдем дальше.

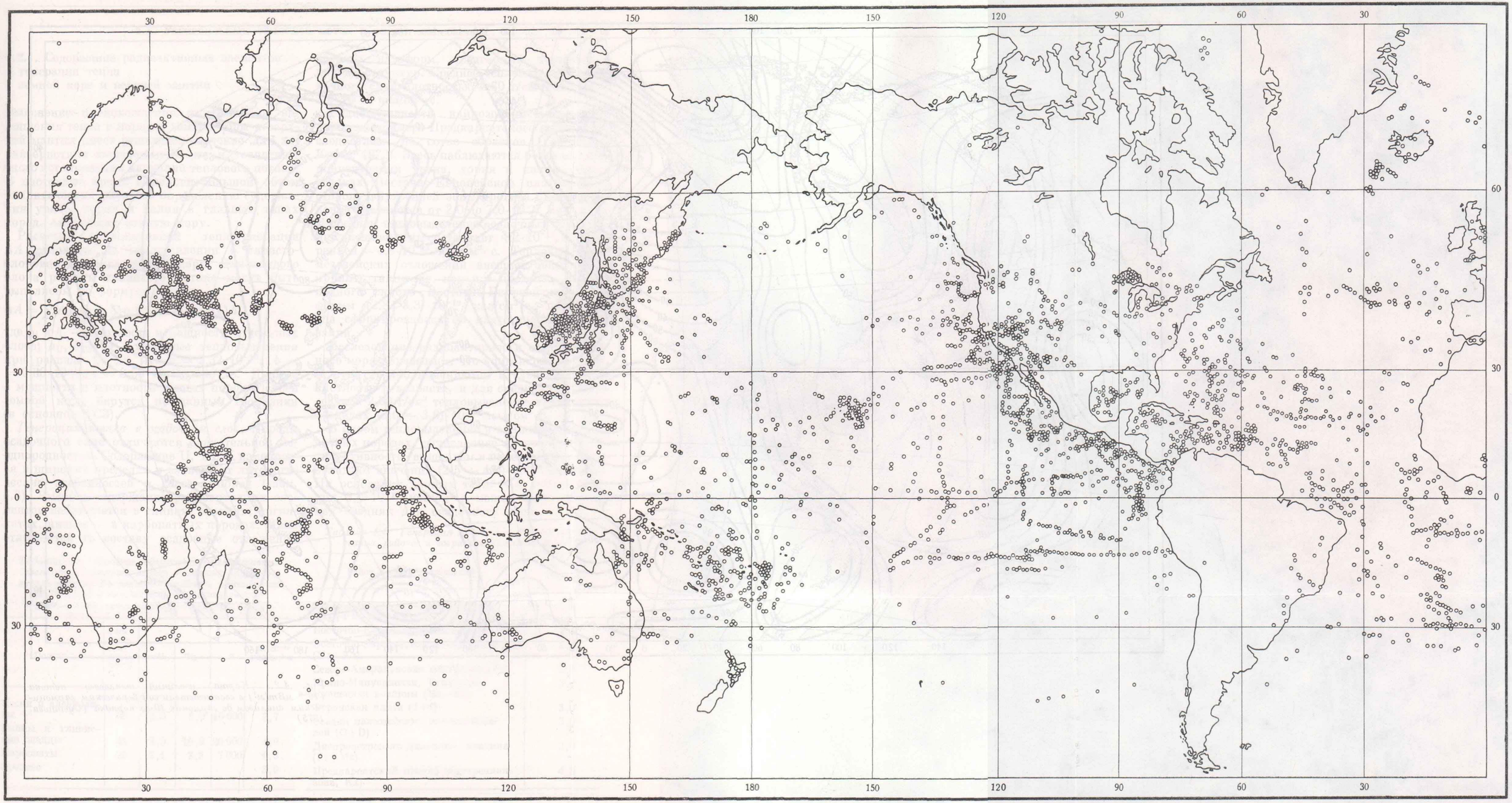


Рис. 4.1. Карта распределения пунктов наблюдений тепловых потоков на поверхности Земли (Мировой центр данных А, 1976 г.)

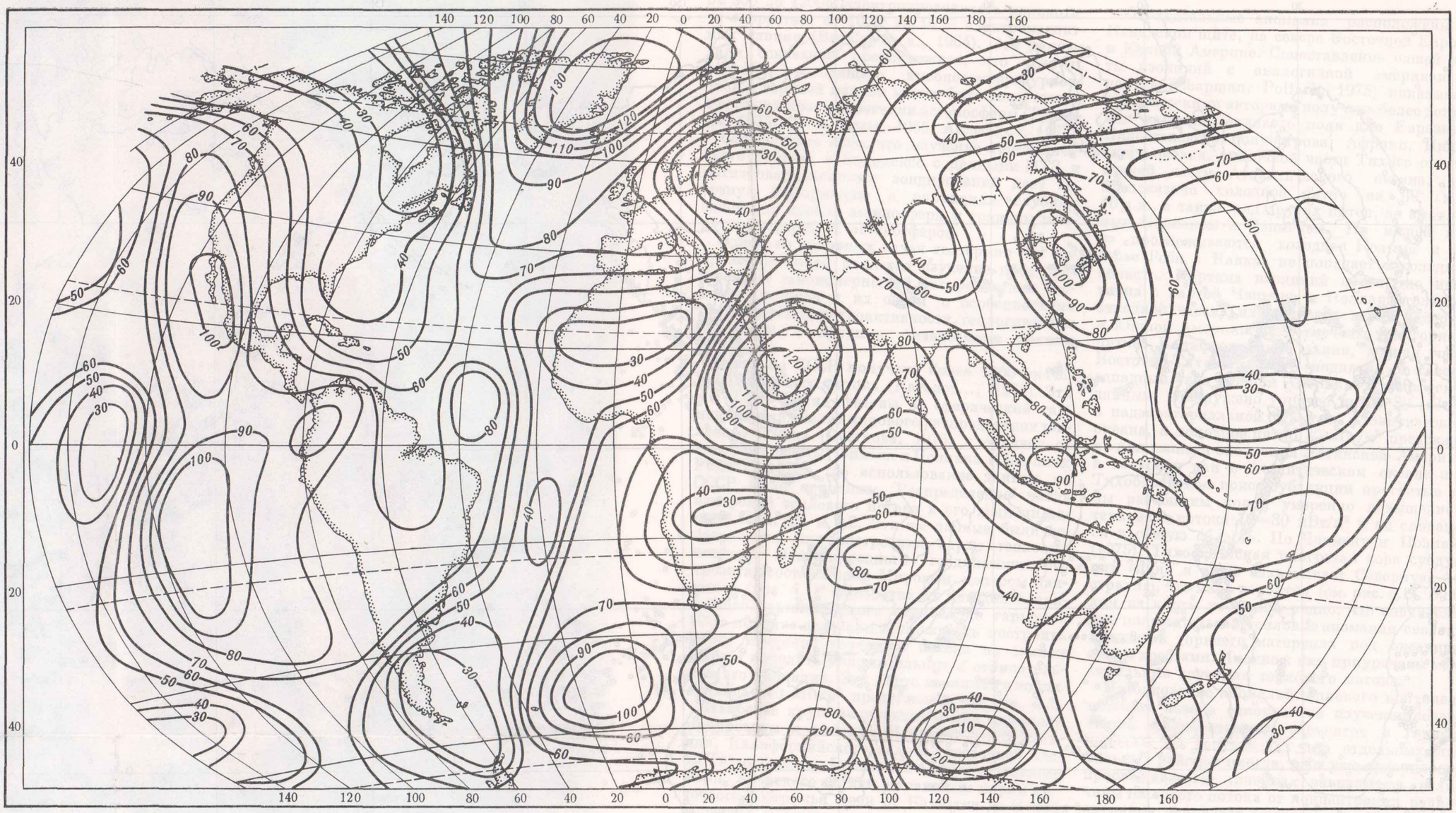


Рис. 4.2. Карта изолиний теплового потока (10^{-6} мВт/м^2) в соответствии со сферическим гармоническим анализом до гармоник 10-го порядка (Суетнова, 1975)

4.2. Региональный тепловой поток и радиогенное тепло

4.2.1. Содержание радиоактивных элементов и генерация тепла в земной коре и верхней мантии

Выяснение происхождения и механизма накопления тепла в породах земной коры и верхней мантии имеет решающее значение для характеристики энергетики Земли и геологического истолкования аномалий теплового потока. В настоящее время выполнен большой объем аналитических работ по определению содержания урана, тория и калия в главных типах пород, слагающих земную кору.

Расчеты радиоактивной теплогенерации ΔA основаны на представлении о слоисто-блоковом строении земной коры. Для каждого блока расчеты теплового потока могут быть выполнены по формуле

$$\Delta A = \sum A_i \rho_i h_i = \sum \rho_i (a_U + b_{Th} + c_K) h_i,$$

где ρ_i и h_i — плотность и мощность отдельных слоев; a_U, b_{Th}, c_K — удельные тепловыделения при распаде U, Th, K: $a = 2{,}32 \cdot 10^{-13}$, $b = 0{,}63 \cdot 10^{-13}$, $c = 8{,}56 \cdot 10^{-13}$ кал/г·с. Данные о мощности и плотности разных пород и слоев земной коры берутся по данным геофизики (в основном ГСЗ).

Генерация тепла в осадочном слое. Породы осадочного слоя отличаются значительной неоднородностью. Содержание U, Th, K изменяется в широких пределах и зависит от литологических особенностей и состава пород (табл. 4.3). Высокое содержание радиоактивных элементов наблюдается в глинах, сланцах, аргиллитах, низкое — в карбонатных породах. Мало отличаются по составу осадочные отложения древних платформ, предгорных прогибов и других структур. Среднее тепловыделение осадочного слоя плотностью 2,60 г/см³ составляет $3{,}0 \cdot 10^{-13}$ кал/см³·с.

Радиоактивность кайнозойских осадочных пород на примере Предкарпатского прогиба исследовалась на сотне образцов (Гордиенко, Кутас, 1972). Здесь наблюдаются более высокие концентрации урана, тория и калия, чем в осадках Восточно-Европейской платформы в сторону внутренней зоны прогиба. Тепловыделение изменяется от 2,0 до $7{,}0 \cdot 10^{-13}$ кал/см³·с. В среднем тепловыделение осадочных образований внешней зоны составляет $4{,}2 \cdot 10^{-13}$, а внутренней — $4{,}8 \cdot 10^{-13}$ кал/см³·с. Тепловыделение мезозойских отложений внешней зоны можно принять таким же, как и в пределах юго-западного склона Восточно-Европейской платформы $(2{,}8—3{,}3) \cdot 10^{-13}$ кал/см³·с, поскольку она сформировалась на платформенном основании.

Исследование радиоактивности осадков Черного моря показывает, что концентрации U, Th, K существенно изменяются в зависимости от плотности и возраста, и для средней плотности осадков 2,30 г/см³ тепловыделение находится в пределах $(3{,}0 \div 3{,}6) \cdot 10^{-13}$ кал/см³·с.

В целом тепловыделение в кайнозойских осадочных породах, вычисленное на основе их радиоактивности, выше, чем в палеозойских. Преобладают значения $(2{,}5 \div 4{,}0) \cdot 10^{-13}$ кал/см³·с. На основании данных табл. 4.4 теплогенерация $3{,}0 \cdot 10^{-13}$ кал/см³·с может быть принята как средняя для осадочного слоя.

Таблица 4.3. Среднее содержание радиоактивных элементов в главных типах осадочных пород (без вулканических) Восточно-Европейской платформы (в 10^{-6} г/г) и количество выделяемой энергии радиогенного происхождения (Смыслов, 1974)

Порода	Распространенность, %	U	Th	K	A, 10^{-13} кал/см³·с
Пески и алевролиты	35	2,3	5,9	16 000	2,7
Глины и глинистые сланцы	45	2,9	10,9	20 000	4,0
Карбонаты	20	2,1	2,2	7 000	1,3
Среднее					3,0

Таблица 4.4. Генерация тепла в осадочных породах разных районов и возрастов (Гордиенко, 1975)

Район и возраст отложений	A, 10^{-13} кал/см³·с
Восточно-Европейская платформа (Pt_3+Pz+Mz+Kz)	2,8
Восточно-Европейская платформа (Pz)	2,5
Восточно-Европейская платформа (Mz+Kz)	2,9
Северо-Американская платформа (Pz)	3,2
Южно-Минусинская, Тувинская, Кузнецкая впадины (Mz+Kz)	3,0
Туранская плита (J+Q)	3,0
Осадки палеозойских геосинклиналей (O+D)	3,0
Днепропетровско-Донецкая впадина (Pz+Mz)	3,0
Предкарпатский прогиб (внутренняя зона, Kz)	4,8

Генерация тепла в метаморфических породах. Метаморфические образования характеризуются резким изменением радиоактивности по сравнению с первично-осадочными и магматическими породами, поскольку миграция урана и тория в земной коре происходит именно в процессе регионального метаморфизма. Среди метаморфических пород по содержанию урана и тория выделяются две группы: мафические силикатные породы со слабой радиоактивностью (амфиболиты, аподиабазы, кварциты, карбонаты) и породы с нормальной или слабо повышенной радиоактивностью (фельзитовые гнейсы, кристаллические сланцы, порфироиды, метаморфизированные песчаники). Главной особенностью продуктов прогрессивного регионального метаморфизма является уменьшение радиоактивности с увеличением степени метаморфизма (Смыслов, 1974). Среди метаморфических пород наименьшими концентрациями урана и тория характеризуются эклогиты. По содержаниям урана и тория могут быть различимы образования, метаморфизованные в условиях амфиболитовой, эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций. В породах более высоких ступеней метаморфизма (гранулитовые фации) содержание радиоактивных элементов уменьшается (табл. 4.5).

Генерация тепла в «гранитном» слое. Известно, что нет единого мнения о составе «гранитного» слоя. Предполагается, что наиболее распространенными породами его верхней части являются гранитоиды и метаморфические породы кислого состава (табл. 4.6). Такой состав в наибольшей мере соответствует древним кристаллическим щитам и основанию древних платформ, которые характеризуются довольно стабильным средним химическим составом. Статистика имеющихся определений в гранитах и осадочных породах указывает на близость содержаний урана в них. Поэтому теплогенерации в «гранитном» и осадочном слоях близки.

Таблица 4.5. Содержание урана и тория в метаморфических породах (по данным А. А. Смыслова, 1974)

Фация	Район, порода	U, г/т	Th, г/т
Гранулитовая	Балтийский щит, фельзитовые гнейсы	0,4	0,9—2,2
	Украинский, Алданский щиты, амфиболиты	0,5	2,0—4,0
	Украинский щит, гиперстеновые гнейсы	0,6	1,7—3,0
	Украинский щит, аподиабазовые порфириты	0,9	2,7—3,0
	Кольский полуостров, гранулиты	1—3	5—10
Амфиболитовая	Австралия, амфиболиты	1,0	4,0
	Балтийский щит, Украина	1,6	5,0 5,0
	Алданский щит, диопсид-амфиболит	1,6	4,4 7,0
Эпидот-амфиболитовая	Кокчетавский массив, биотит, плагиоклаз	4,6	6,7 30
Зеленосланцевая	Кварц—хлорит—серицит	2,8	4,0 2,5

Таблица 4.6. Средний состав «гранитного» слоя и радиогенное тепловыделение (Ронов, Ярошевский, 1971)

Порода	Распространенность, %	Содержание радиоактивных элементов, 10^{-6} г/г			A, 10^{-13} кал/см³·с
		U	Th	K	
Граниты	18,1	3,9	16,5	22 000	5,7
Гранитодиориты и диориты	19,9	4,2	16,0	22 000	5,7
Сиениты	0,3	5,6	14,0	21 000	6,3
Габбро	3,7	0,9	2,7	5 000	1,2
Дуниты	0,1	0,1	0,3	2 000	0,18
Гнейсы	37,6	2,1	9,0	21 700	3,3
Кристаллические сланцы	9,0	2,1	9,0	21 700	3,3
Амфиболиты	9,8	0,8	2,0	3 600	1,0
Мраморы	1,5	1,3	2,4	7 000	1,4
Среднее тепловыделение в «гранитном» слое					3,8

Среди радиоактивных элементов в континентальной коре наиболее распространен калий, содержание которого во многих гранитных породах известно. Оно колеблется от 0,5 до 3%. При вычислении генерации тепла можно исходить из среднего содержания K в породах. Статистика позволяет принять содержание K для средних и карбонатных пород равным 0,8%, для диоритов, гранодиоритов, плагиогранитов — 1,5%, чарнокитов — 2%, гранитов, гнейсов, кристаллических сланцев, граносиенитов — 3%.

Основную часть территории древних щитов (более 70%, на примере Украинского щита) занимают поля двух уровней теплогенерации. Один из них (A_1 = 2,0—2,5 HGU), охватывающий около 40% территории щита, характерен для метаморфических осадочно-вулканогенных образований со значительным содержанием

основных эффузивов, переработанных в амфиболиты. Второй уровень ($A_2 = 4{,}5—5{,}5$ *HGU*), занимающий около 30% территории, соответствует гранитоидам. Незначительные поля (около 15% всей территории) с тепловыделением от $(6{,}0 \div 8{,}0)\cdot 10^{-13}$ до $(300 \div 400)\cdot 10^{-13}$ кал/см³·с совпадают с некоторыми гранитами. *Такую же площадь занимают области* низких значений теплогенерации $(0{,}5 \div 1{,}5)\cdot 10^{-13}$ кал/см³·с или 0,85—1,05 мВт/м³, связанные с основными породами, чарнокитами и др. Среднее тепловыделение в поверхностных породах Украинского щита составляет около $4{,}0\cdot 10^{-13}$ кал/см³·с (Гордиенко, 1975).

Примерно такие же средние значения тепловыделения получены в других районах с аналогичной геологической историей (Гордиенко, Кутас, 1972). Среднее тепловыделение в породах Канадского щита равно 3,85 HGU [1], а среднее тепловыделение в «гранитном» слое, полученное в соответствии с распространенностью пород разного состава по модели А. Б. Ронова и А. А. Ярошевского (1971), равно 3,8 HGU (табл. 4.6).

Подобные величины тепловыделения получены для пород фундамента всей Восточно-Европейской платформы, а также ее геосинклинального обрамления, где возраст фундамента значительно моложе. В сланцах и гнейсах, образующих кристаллическое ядро Восточных Карпат, содержание урана колеблется от $1{,}9\cdot 10^{-4}$ до $4{,}9\cdot 10^{-4}$%, тепловыделение составляет 3,5—4,4 HGU. Такие же величины теплогенерации получены для фундамента эпигерцинской платформы. Здесь в гранитоидах раннего этапа развития геосинклинали концентрация U составляет $2{,}3\cdot 10^{-4}$%, Th — $19{,}6\cdot 10^{-4}$%. В гранитоидах посторогенного этапа концентрация урана увеличивается до $4{,}5\cdot 10^{-4}$%. Значительное увеличение радиоактивности (в 2—5 раз) наблюдается в пределах эпикиммерийской части платформы. Оно обусловлено широким развитием метасоматических процессов.

В целом можно полагать, что в верхней части «гранитного» слоя значения теплогенерации колеблются в пределах 2,5—5,0 HGU. Высокие значения в основном соответствуют посторогенным гранитам, которые образуют локальные тела с ограниченным распространением на глубину. Так, например, породы Пержанского и Октябрьского массивов Украинского щита имеют мощность до 1 км. Значительная часть протерозойских гранитов и габброидов Коростенского и Корсунь-Новомиргородского плутонов образует пластины мощностью 1—2 км со средней генерацией 3,7 HGU (Кутас, Гордиенко, 1971).

Приведенные выше значения тепловыделения для верхов «гранитного» слоя на территории Украинского щита несколько ниже принимавшихся ранее для щитов (например, 5,4 HGU по Берчу (Birch, 1954)). Однако возникает вопрос, правомочно ли распространять содержание радиоактивных элементов и генерацию тепла на весь «гранитный» слой, выделяемый по сейсмическим данным? Уже говорилось, что на содержание урана, тория и калия в различных породах существенное влияние оказывают процессы метаморфизма (Смыслов, 1974; Ронов, Ярошевский, 1971). По мере увеличения степени прогрессивного регионального метаморфизма вне зависимости от возраста пород наблюдается уменьшение их радиоактивности. Углубление метаморфизма сопровождается также потерей ряда летучих и в основном углекислоты и воды, что благоприятствует выносу радиоактивных элементов к поверхности. Следовательно, учитывая, что степень прогрессивного метаморфизма увеличивается с глубиной, концентрация радиоактивных элементов должна с глубиной уменьшаться. Этот факт подтверждается теоретическими и экспериментальными исследованиями. Р. И. Кутас и В. В. Гордиенко (1971) показали, что в Приднестровье, Побужье, Приазовье широко развиты породы гранулитовой фации метаморфизма, представленные биотит-гранатовыми, биотит-гиперстеновыми гнейсами. Содержание урана в гнейсах Приднестровья составляет $(0{,}6 \div 1{,}3)\cdot 10^{-4}$%, а в гнейсах Приазовья $(1{,}8 \div 1{,}9)\cdot 10^{-4}$%. В породах амфиболитовой фации метаморфизма концентрация урана увеличивается до $(2{,}0 \div 5{,}0)\cdot 10^{-4}$%. Соответственно и тепловыделение в породах гранулитовой фации составляет 1,0—2,0 HGU, а в породах амфиболитовой фации 2,5—5,0 HGU. Подобные величины фиксируются и в пределах других щитов земного шара (Lachenbruch, 1970). На Алданском щите в породах гранулитовой фации метаморфизма генерация тепла не превышает 1,5 HGU, а в породах амфиболитовой фации в среднем равна 2,5 HGU. Низкая генерация тепла (около 1,25 HGU) характерна для осадочно-вулканогенных пород Балтийского щита (Аршавская и др., 1974).

Уменьшение содержания радиоактивных элементов по мере роста степени метаморфизма пород определяет уменьшение генерации тепла с глубиной. Если генерация тепла поверхност-

[1] 1 HGU = 10^{-13} кал/см³·с.

ных пород равна A_0 и достигает значения A_1 на какой-то глубине внутри нижней части земной коры, глубже которой генерация тепла остается постоянной, то можно допустить закон изменения генерации с глубиной, например, по экспоненте (Lachenbruch, 1970) $A = A_0 \exp(-z/b)$, где b — константа. Тогда глубина z_0, на которой происходит переход от экспоненциального к более однородному распределению, равна $z_0 = b \ln(A_0/A_1)$. При стационарном тепловом состоянии должен соблюдаться баланс поверхностного теплового потока q_0 с потоком, идущим из мантии q_m и генерацией тепла в земной коре. Другими словами, величина теплового потока из мантии может быть найдена по формуле

$$q_m = q_0 - (A_0 - A_1)b + A_1[z_m - b\ln(A_0/A_1)],$$

здесь b — логарифмический декремент глубины в экспоненциальной модели источников, показывающий уровень глубин коры, после которого прекращается систематическое убывание генерации тепла и ее величина становится постоянной; z_m — глубина до мантии; A_1 — тепловыделение в нижних частях коры.

На основе этой зависимости становится возможно определить глубинный тепловой поток из нижней коры и верхней мантии. Существующий разброс этих величин довольно велик, и это вызывает дискуссию о роли радиогенного тепла земной коры в общем тепловом потоке Земли. По старым оценкам получалось, что за счет распада радиоактивных элементов в земной коре генерируется около 75—85% общей величины теплового потока в пределах древних устойчивых платформ. Но по новым данным в зеленокаменных сериях щитов наблюдаются довольно низкие концентрации радиоактивных элементов, и это дает основание прийти к заключению, что вклад потока из земной коры в этих местах в общую величину теплового потока не превышает 30—40% (Аршавская и др., 1972; Lubimova e. a., 1972). Вопрос о распределении радиоактивных элементов и других источников тепла имеет фундаментальное значение при расчете температур в земной коре. В зависимости от того, поступает ли тепло из мантии или все оно генерируется в земной коре, температуры на границе Мохо могут отличаться в 2 раза.

Благодаря разнонаправленным движениям отдельных блоков земной коры и неравномерной их эрозии породы разной степени метаморфизма выходят на поверхность. А. Б. Ронов и А. А. Ярошевский предлагают считать «гранитный» слой состоящим из нескольких слоев, сложенных породами разной степени метаморфизма. В верхней части он представлен породами зеленосланцевой и амфиболитовой фаций метаморфизма, а внизу — метаморфическим и ультраметаморфическим комплексом, образующим «гранулитовый» слой.

Таким образом, при подсчете радиогенного тепловыделения в «гранитном» слое можно исходить из того, что уменьшение тепловыделения с глубиной должно происходить либо по линейному, либо по экспоненциальному закону, причем последняя модель физически более приемлема, так как именно этому закону удовлетворяет распределение примесей в сплавах, в процессах диффузии, при зонном плавлении.

Генерация тепла в «базальтовом» слое. Значительные неопределенности возникают при установлении природы и химического состава «базальтового» слоя континентов. Одни исследователи считают, что он состоит из пород эклогитовой фации метаморфизма (Белоусов, 1966а), другие — из основных пород разной степени метаморфизма (Наливкина, Дьячкова, 1970), третьи — из основных пород типа базальтов или габбро (Лутц, 1975; Берзина, Кравченко, 1975).

Многочисленные химические анализы пород основного состава (габбро, базальты, нориты и др.) дают содержание в них урана $(0{,}4 \div 1{,}8)\cdot 10^{-4}\%$, тория $(1{,}5 \div 5{,}0)\cdot 10^{-4}\%$. Среднее тепловыделение в основных породах Восточно-Европейской платформы с плотностью 2,95 г/см³, по данным А. Б. Ронова и А. А. Ярошевского (1971) об их радиоактивности, составляет около 1,5 HGU.

Относительно низкие содержания урана и тория характерны для основных пород (базальтов, андезито-базальтов) островных дуг. Тепловыделение в них не превышает 1,0 HGU.

В глубокометаморфизованных породах — гранулитовой и эклогитовой фаций метаморфизма — содержание урана колеблется от $0{,}3\cdot 10^{-4}$ до $1{,}5\cdot 10^{-4}\%$, тория — от $0{,}2\cdot 10^{-4}$ до $2{,}0\cdot 10^{-4}\%$ (Берзина, Кравченко, 1975). Исходя из этих данных тепловыделение в породах плотностью 2,95 г/см³ оценивается в 0,3—1,0HGU. Таким образом, тепловыделение в «базальтовом» слое может изменяться примерно в 2 раза в зависимости от представлений о его природе. Если он состоит из глубокометаморфизованных основных пород, то тепловыделение составляет 0,4—0,8 HGU, если из пород типа габбро или базальтов — 1,0—1,5 HGU. С ростом глубины для «базальтового» слоя могут быть рассмотрены два варианта тепловыде-

ления. В одном количество выделяемого тепла уменьшается с глубиной от 1,0 до 0,4 HGU, а в другом остается постоянным в пределах всего слоя и составляет 0,5 HGU.

Общая генерация тепла в континентальной коре. Если условно земную кору подразделить на осадочный, «гранито-гнейсовый», «гранулит-базитовый» и «гранулит-эклогитовый» слои, то такая модель наилучшим образом соответствует непрерывному уменьшению генерации тепла с глубиной по экспоненциальному закону.

На поверхности «гранито-гнейсового» слоя тепловыделение должно соответствовать реальным концентрациям радиоактивных элементов, в основании земной коры — содержанию U, Th, K в породах глубинного происхождения с генерацией тепла, равной 0,4—1,0 HGU. Экспоненциальное уменьшение тепловыделения с глубиной можно заменить ступенчатым. В этом случае выделение тепла в основании «гранито-гнейсового» слоя, осредняя приведенные цифры, можно принять равным 2,0 HGU, в основании «гранулит-базитового» слоя — 1,0 HGU и в основании земной коры — 0,4 HGU.

Описанные модели отражают лишь общий принцип расчета теплогенерации в земной коре. Реальные модели должны строиться для каждого отдельного района с учетом всей имеющейся информации о строении земной коры и фактических данных о концентрации радиоактивных элементов.

Генерация тепла в верхней мантии. Расчеты, основанные на представлении, что в нижней части «гранитного» слоя преобладают глубокометаморфизованные породы с тепловыделением около 1,0—1,5 HGU и «базальтовый» слой состоит из пород гранулитовой и эклогитовой фаций метаморфизма с тепловыделением 0,5 HGU, приводят к значениям мантийного потока порядка 0,35—0,45 мккал/см²·с при среднем значении 0,40 мккал/см²·с. Эта величина мантийного потока была получена для Украинского щита и находится в хорошем соответствии с данными для Канадского и Австралийского щитов.

Тепловыделение в породах верхней мантии может быть оценено и другим путем, исходя из существующих представлений о ее строении на основе геохимических материалов, а также данных о составе наиболее подходящих по плотности глубинных пород: лерцолитов, ксенолитов. Издавна предполагалось, что верхняя мантия континентов сложена породами ультраосновного состава — перидотитами, дунитами; океанов — толеитами. С учетом колебания содержания радиоактивных элементов в перидотитах тепловыделение должно составить 0,010—0,030 HGU. Однако во многих ультраосновных породах обнаружены более высокие концентрации радиоактивных элементов. Тепловыделение под континентами в этом случае увеличивается до 0,05—0,10 HGU, хотя здесь, возможно, мы имеем дело с загрязнением и контаминацией глубинным веществом мантии (ксенолиты), движущимся через земную кору. Если принять пиролитовый состав мантии, то тепловыделение составит 0,15—0,20 HGU — вероятно, это максимальная теплогенерация в породах верхней мантии под континентами. Для оценки минимального тепловыделения в верхней мантии О. Г. Сорохтин (1977) предлагает использовать данные о радиоактивности калия в лерцолитах и оценить содержания урана и тория на основе анализа калий-урановых и калий-ториевых отношений в земных и лунных породах. Но этот подход представляется малообоснованным, поскольку не удовлетворяется уравнение состояния для вещества мантии Земли в процессе дифференциации вещества (Калинин, Сергеева, 1977), согласно которому наиболее оптимальным является оливинитовый состав ее.

4.2.2. Региональный радиогенный тепловой поток коры и верхней мантии континентов

Полученные оценки тепловыделения в породах разного типа и происхождения позволяют переходить к расчету величины теплового потока, генерируемого в земной коре и верхней мантии.

На основании сказанного ранее в «гранитном» слое генерацию тепла можно взять уменьшающейся с глубиной послойно или экспоненциально (рис. 4.3). Можно полагать, что на поверхности «гранитного» слоя выделение тепла находится в соответствии с действительным распределением радиоактивных элементов в пределах блоков земной коры, а в его основании близко к 1,0 HGU, что соответствует генерации тепла в породах гранулитовой фации метаморфизма. В некоторых районах верхнюю часть «гранитного» слоя образует толща изверженных пород с постоянным тепловыделением. Анализ табл. 4.7 показывает, что тепловой поток, генерируемый в коре, изменяется в довольно широких пределах. Для мантийной части, несмотря на значительные колебания, удается установить некоторые закономерности: все устойчивые районы Восточно-Европейской платформы характеризуются мантийным

Таблица 4.7. Тепловой поток (мккал/см²·с), генерируемый в земной коре и поступающий из мантии, в основных тектонических зонах юго-запада СССР (по Гордиенко, 1975).

Район	Средний тепловой поток	Коровый		Мантийный	
		модель *а*	модель *б*	модель *а*	модель *б*
Докембрийская платформа и Украинский щит					
Криворожско-Кременчугская зона	0,73	0,60	0,40	0,13	0,33
Орехово-Павлоградская зона	1,05	0,90	0,55	0,15	0,50
Одесско-Белоцерковская зона	0,75	0,65	0,35	0,10	0,40
Кировоградский блок	1,00	0,78	0,55	0,22	0,55
Днепровско-Донецкая впадина	1,05	0,83	0,60	0,22	0,45
Львовский палеозойский прогиб	1,0	0,80	0,60	0,20	0,40
Юго-Западная часть прогиба	1,30	0,90	0,60	0,40	0,70
Геосинклинальное обрамление древней платформы					
Предкарпатский прогиб	1,05	1,05	0,75	0	0,30
Складчатые Карпаты	1,8	1,0—1,30	0,60—0,80	0,80—0,50	1,20—1,00
Закарпатский прогиб	2,15	0,70	0,55	1,45	1,60
Скифская плита	1,48	0,90	0,65	0,58	0,83
Впадина Черного моря	0,80	0,45	0,40	0,35—0,80	0,40—1,10

тепловым потоком, составляющим в среднем 0,15 или 0,40 мккал/см²·с в зависимости от выбранной схемы расчета, а мантийный поток геосинклинальных зон возрастает до 0,60—1,00 мккал/см²·с и более, что указывает на существенное увеличение поступления энергии из недр. Относительное постоянство мантийного теплового потока в тектонически стабильных зонах континентов свидетельствует о сравнительно равномерном распределении радиоактивных элементов в верхней мантии и, возможно, в низах земной коры. Основные нерегулярности теплового поля создаются в верхней части земной коры. Поэтому есть основания предполагать, что между генерацией тепла в самых верхних слоях земной коры и величиной теплового потока должна наблюдаться прямая зависимость. Для ряда районов были получены линейные зависимости, которые записываются в следующем виде:

$$q = q^* + bA_0,$$

где q — наблюденный тепловой поток; q^* — редуцированный или приведенный тепловой поток, поступающий из низов коры; A_0 — генерация радиогенного тепла в поверхностных породах; b — характерная глубина, равная толщине слоя, наиболее обогащенного источниками тепла. На рис. 4.4 приводится подобная зависимость, построенная для батолита и пород Сьерра-Невады и других провинций. Для стабильного района восточной части США эта зависимость выражается уравнением

$$q = 0{,}79 + 7{,}5A_0,$$

т. е. величина редуцированного, или приведенного теплового потока $q^* = 0{,}79$ HGU, что соответствует величине потока, отсекаемой на линии нулевой генерации (см. рис. 4.4).

Для областей Канадского щита, сложенных магматическими и метаморфическими породами, Чермак и Джессоп получили следующую зависимость:

$$q = 0{,}63 + 13{,}5A_0.$$

В табл. 4.8 суммированы доступные сейчас сведения о величинах приведенного теплового потока q^* и характеристической глубине b. Как можно видеть, эта глубина не превосходит 14,8 *км* и большей частью много меньше. Это означает, что наиболее обогащенной радиоактивными источниками является только верхняя часть земной коры. Убывание радиоактивных элементов в этом слое может быть произвольным, но характер линейной зависимости теплового потока от генерации тепла при этом не нарушается.

Однако в некоторых районах зависимость между q и A_0 изменяется. Например, в пределах Уманского массива гранитов с высоким содержанием радиоактивных элементов наблюдаются очень низкие тепловые потоки. Это несоот-

Таблица 4.8. Приведенный тепловой поток q_0 и характеристическая глубина (b) выравнивания генерации тепла

Район	q_0		b, км
	мВт/м²	HGU, мкал/см²·с	
Центральная Австралия	27	0,64	11,1
Австралийский щит (Западная Австралия)	26	0,63	4,5
Украинский щит	25	0,59	5,2
Канадский щит	26	0,63	13,5
Индостанский щит	39	0,92	14,8
	33	0,79	7,5
Балтийский щит	27	0,65	8,0
Все щиты (в среднем)	29	0,70	6,3
Норвегия (грабен Осло)	20	0,48	8,4
Массив Сьерра-Невада мезозойский	17	0,40	10,1
Западная часть Северной Америки			
Провинция Бассейнов и Хребтов (мезозой)	59	1,4	9,4
Восточная часть Северной Америки	33	0,79	7,5
Богемский массив	44	1,05	3,8

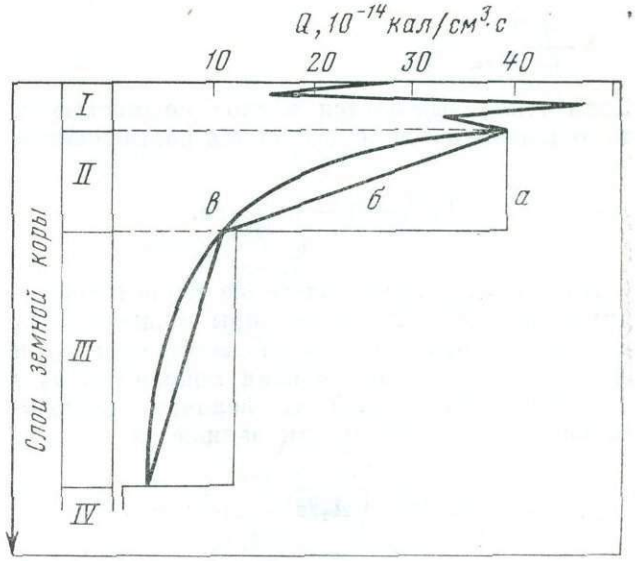


Рис. 4.3. Генерация тепла в земной коре при послойном (а), линейном (б) и экспоненциальном (в) уменьшении концентрации радиоактивных элементов с глубиной

I — III — слои земной коры (*I* — осадочно-вулканогенный, *II* — «гранитный», *III* — «базальтовый»); *IV* — верхняя мантия

ветствие между теплогенерацией и величиной теплового потока объясняется малой мощностью гранитов, залегающих на более древних породах с низким содержанием U, Th, K. Аналогичные результаты были получены в Гренландии, где в гнейсах тепловыделение составляет $(5{,}5 \pm 1{,}5)\cdot 10^{-13}$ ккал/см³·с и тепловой поток — $1{,}0 \pm 0{,}1$ мккал/см²·с, в интрузивных породах тепловыделение достигает $20\cdot 10^{-13}$ ккал/см³·с, а тепловой поток равен $0{,}9 \pm 0{,}1$ мккал/см²·с. Эта особенность в распределении потоков объясняется тем, что слой с высокой концентрацией радиоактивных элементов имеет мощность менее 1 км.

Линейная зависимость между величиной теплового потока и тепловыделением не является неожиданной, а вытекает из решения стационарного уравнения теплопроводности, которое, как было показано А. Н. Тихоновым (1937), Е. А. Любимовой и др. (1975), описывает распределение температур в слоистой земной коре. Если величина генерации тепла зависит лишь от глубины z, то распределение температур описывается уравнением

$$\frac{d}{dz}\lambda(z,T)\frac{dT}{dz} = -A(z)$$

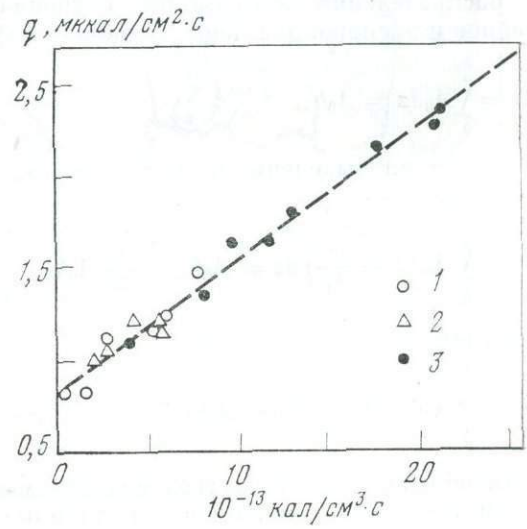


Рис. 4.4. Корреляция теплового потока q и генерации тепла A (Sclater, 1972)

1 — гранитный батолит; *2* — породы Сьерра-Невада; *3* — породы провинции Бассейнов и Хребтов

с условиями $T(0) = 0$,

$$\lambda \frac{dT}{dz}\Big|_{z\to\infty} = 0.$$

Если тепло выделяется в слое мощностью h, то тепловой поток определяется соотношением

$$q(z) = \lambda(z, T)\frac{dT}{dz} = -\int_0^h A(z)\,dz.$$

Предположим, что выделение тепла происходит в двух слоях земной коры мощностью h_1 и h_2 с тепловыделением соответственно A_1 и A_2 и в слое верхней мантии мощностью h_3 с тепловыделением A_3. Тогда величина теплового потока на поверхности запишется

$$q(0) = -\int_0^{h_1} A_1 dz - \int_{h_1}^{h_2} A_2 dz - \int_{h_2}^{h_3} A_3 dz = -(A_1h_1 + A_2h_2 + A_3h_3).$$

Если исходить из представлений, что нижние слои относительно однородны и характеризуются постоянным тепловыделением, то для теплового потока можно записать

$$q(0) = q_0 + A_1h_1.$$

Предположим, что величина A не постоянна, а изменяется с глубиной. Тогда

$$A_1 = \int_0^{h_1} A(z)\,dz.$$

Можно выбрать различные законы изменения $A(z)$. Рассмотрим три уже встречавшихся случая распределения источников: ступенчатое, линейное и экспоненциальное. В первом случае

$$A_1 = \int_0^{h_1} A_0 dz = A_0h_1,$$

где A_0 — тепловыделение на поверхности.

Во втором —

$$A_1 = \int_0^{h_1} A_0\left(1 - \frac{z}{h_1}\right)dz = A_0h_1 - \frac{1}{2}A_0h_1.$$

В третьем —

$$A_1 = \int_0^{h_1} A_0 e^{-z/h_1} = A_0h_1 - A_0h_1e^{-1}.$$

Таким образом, для всех трех случаев мы получаем линейную зависимость величины теплового потока от поверхностной теплогенерации A_0. В общем случае можем записать

$$q = -A_0h_1 - A_2h_2 - A_3h_3$$

или по абсолютной величине

$$q = q^* + A_0h_1,$$

что и дает линейную зависимость теплового потока q от генерации A_0 на поверхности. Расчет температур внутри земной коры и мантии производится на основе однородной горизонтально-слоистой модели по данным о величинах q и A.

Таким образом, эмпирическая зависимость q от поверхностной генерации тепла вытекает из теоретического рассмотрения теплового баланса земной коры. Перейдем теперь к рассмотрению реальных данных о распределении q в конкретных континентальных регионах.

4.2.3. Тепловые потоки платформенных и геосинклинальных режимов

Тепловые потоки платформенных и геосинклинальных режимов рассмотрим на примере хорошо изученной Восточно-Европейской платформы и ее обрамления (рис. 4.5).

Русская плита. Большинство значений теплового потока находится в интервале от 0,9 до 1,2 мккал/см²·с (рис. 4.6), среднее значение составляет 1,06 мккал/см²·с, дисперсия — 0,20 мккал/см²·с.

Тепловое поле в пределах Русской плиты, как и на всей Восточно-Европейской платформе, довольно спокойное (см. рис. 4.5). Выделяется лишь несколько аномалий, совпадающих в основном с зонами платформенных дислокаций. Среди них зона Доно-Медведицких дислокаций, в которой выполнено около 20 определений. Потоки равны 1,2—1,3 мккал/см²·с, но на отдельных поднятиях увеличиваются до 1,4 мккал/см²·с. В южной части Пачелмского прогиба отмечаются несколько повышенные потоки, а к северо-западу они понижаются и не отличаются от средних значений для Русской плиты в целом.

Узкая полоса повышенных потоков (1,2—1,3 мккал/см²·с) наблюдается в пределах Воронежской антеклизы по линии Харьков — Курск. Некоторое повышение потоков отмечается в Брестской впадине. Возможно, аномалии повышенных или пониженных потоков удастся выявить и на других участках Русской плиты при более детальном изучении ее теплового поля. Однако возмущения поля в пределах древней платформы, как правило, не превы-

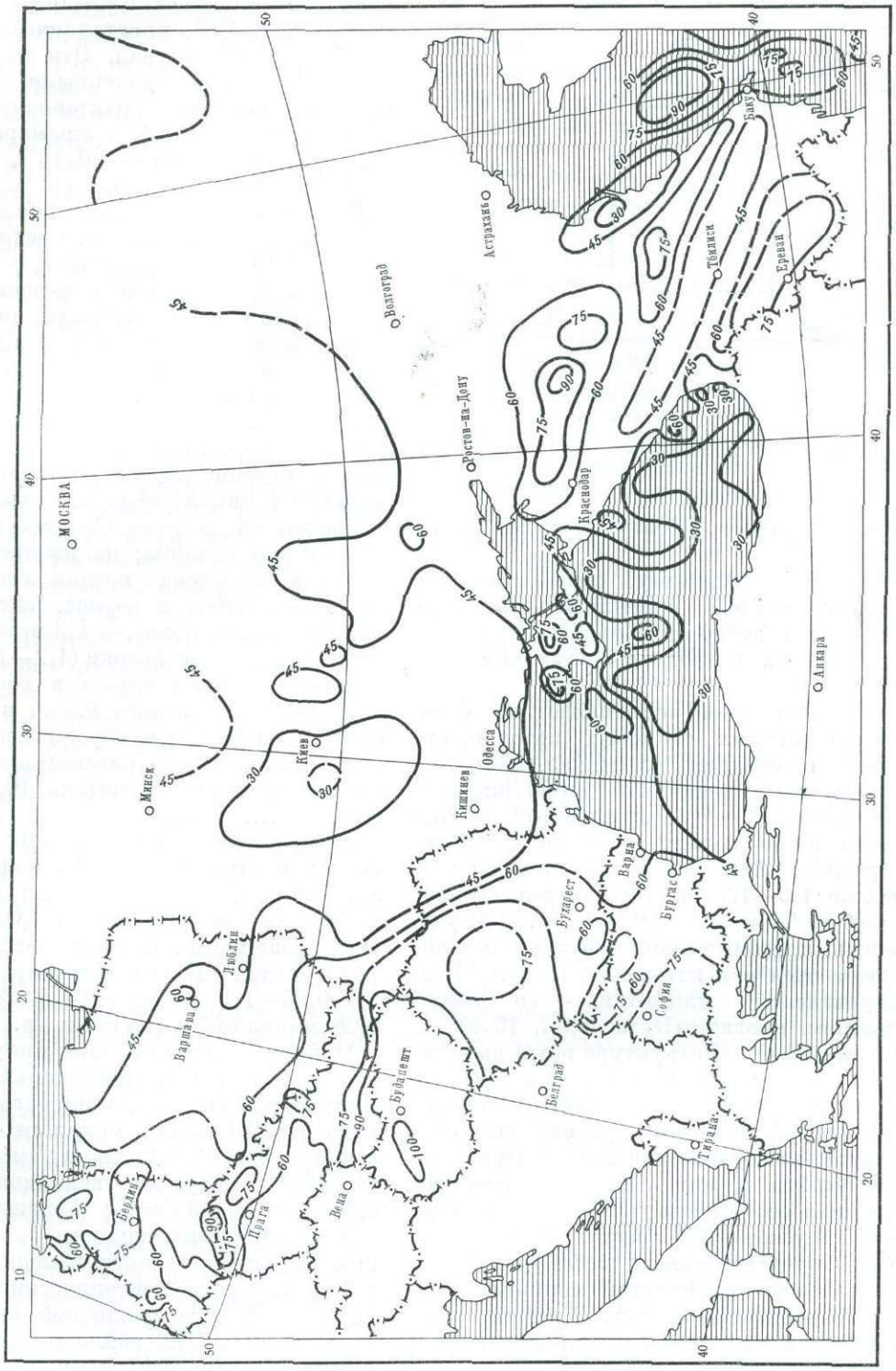


Рис. 4.5. Карта изолиний теплового потока (мВт/м²) юга европейской части СССР и прилегающих территорий (Чермак, Любимова, 1976)

41,8 мВт/м² = 1 мккал/см²·с

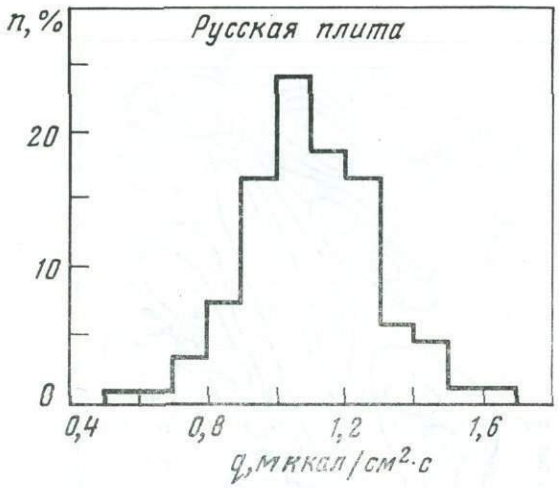


Рис. 4.6. Гистограмма теплового потока для Русской плиты

шают 30% от среднего уровня, составляющего 1,06 мккал/см²·с.

Исключение, по-видимому, составляют угловые платформенные синеклизы — Тимано-Печорская и, возможно, Прикаспийская, в пределах которых тепловое поле значительно сложнее.

В Тимано-Печорской синеклизе на фоне относительно низких тепловых потоков, составляющих в среднем 1,0 мккал/см²·с, выделяется узкая положительная аномалия тепловых потоков (1,2—1,4 мккал/см²·с), протягивающаяся вдоль западного борта Денисовского прогиба. Еще более высокие потоки, достигающие 1,5—1,7 мккал/см²·с, зарегистрированы на юге Тиманского поднятия. Как уже указывалось, подобные аномалии тепловых потоков отмечаются и в юго-западном углу Восточно-Европейской платформы — во Львовско-Волынском прогибе (Кутас и др., 1975).

Украинский щит. В структуре щита выделяются древние архейские ядра, разделенные зонами нижнепротерозойских геосинклинальных формаций. Архейские ядра сложены осадочно-эффузивными метаморфизованными гранитизированными и мигматизированными образованиями и осложнены гранито-гнейсовыми куполами. Абсолютный возраст наиболее древних пород, представленных метабазитовой и сланцево-железисто-кремнистой сериями, составляет 3500—2800 млн. лет. Древние ядра как бы обтекаются зонами молодой протерозойской складчатости.

На территории Украинского щита и его склонов геотермические градиенты низкие и составляют 8—12°С/км. Средняя теплопроводность гранитов составляет $(7,5 \pm 0,2) \cdot 10^{-3}$, гнейсов — $(6,9 \pm 0,14) \cdot 10^{-3}$, кристаллических сланцев — $6,9 \cdot 10^{-3}$ кал/см·с·град. Эти породы являются наиболее распространенными на щите. Габбро и амфиболиты характеризуются теплопроводностью $5,7 \cdot 10^{-3}$, мраморы, кальцифиры и доломиты — $6,0 \cdot 10^{-3}$, кварциты — $9,6 \cdot 10^{-3}$ кал/см·с·град.

Величины тепловых потоков изменяются от 0,50 до 1,30 мккал/см²·с, среднее значение — $0,85 \pm 0,19$ мккал/см²·с, дисперсия — 0,19 мккал/см²·с. Наиболее часто встречающиеся значения почти равномерно распределены в интервале от 0,60 до 1,00 мккал/см²·с.

В распределении тепловых потоков на территории Украинского щита существуют определенные закономерности. Выделяются области, где потоки составляют 0,90—1,10 мккал/см²·с, и области более низких значений, не превышающих 0,8 мккал/см²·с. Повышенные значения наблюдаются в зоне Орехово-Павлоградского глубинного разлома; по измерениям в восьми пунктах величина потока составляет 1,0—1,1 мккал/см²·с, а южнее, на склоне щита (в районе Мелитополя), — 1,3 мккал/см²·с. Повышенные тепловые потоки (1,2—1,3 мккал/см²·с) зарегистрированы также в трех пунктах на границе Приазовского блока и Конско-Ялынской впадины. При измерениях потока непосредственно в пределах Приазовского блока получены низкие значения потока (0,70 мккал/см²·с) (Каталог..., 1973).

Зона повышенных тепловых потоков охватывает центральную часть щита (Кировоградский блок), расположенную между Криворожско-Кременчугским и Одесско-Тальновским разломами. Потоки здесь измерены в 11 пунктах и характеризуются значениями 0,95—1,1 мккал/см²·с, среднее — $1,02 \pm 0,08$ мккал/см²·с (Кутас и др., 1975).

Низкие тепловые потоки приурочены к Криворожско-Кременчугской синклинальной зоне. Полученные значения теплового потока изменяются от 0,50 до 0,85 мккал/см²·с, среднее значение — $0,73 \pm 0,11$ мккал/см²·с. Склоны щита характеризуются величинами потоков в 0,85—1,10 мккал/см²·с (Гордиенко, 1975).

Таким образом, тепловые потоки на территории Украинского щита изменяются более чем в 2 раза. Разные тектонические элементы щита характеризуются различной величиной теплового потока. Эти различия иногда не очень заметны, поскольку сами величины потоков низкие, но в ряде случаев они в несколько раз превышают точность наблюдений. Для срав-

нения приведем данные для других щитов: Балтийского, Канадского, Индостанского.

На территории Балтийского щита в Печенгском и Центрально-Финляндском синклинориях, в Риколатвинском районе, а также на Ловозерском и Хибинском щелочных массивах тепловые потоки изменяются от 0,70 до 1,2 мккал/см²·с, среднее значение составляет 0,90 мккал/см²·с, немного выше среднего для Украинского щита. Низкие потоки характерны для северной части Балтийского щита и Печенгского синклинория. Повышенные значения до 1,2 мккал/см²·с получены на щелочных массивах Хибин. Отметим, что метаморфизированные образования, слагающие Печенгский синклинорий, имеют низкое содержание урана, тория, калия, а породы щелочных массивов отличаются повышенной радиоактивностью.

Среднее значение теплового потока на Канадском щите составляет 0,88 мккал/см²·с при колебаниях от 0,65 до 1,30 мккал/см²·с. Низкие значения потока наблюдаются в центральной, наиболее древней части щита (0,65—0,90 мккал/см²·с). С учетом возможных искажений, вызванных длительными изменениями климата в прошлом, величина потока равна 0,78—1,05 мккал/см²·с. Низкие значения потока получены в горстовой структуре в зоне Кейпускасинг, в пределах которой развиты высокометаморфизованные (гранулитовая фация) породы архейского возраста, отличающиеся очень низкой радиоактивностью. К востоку и западу от этой горстовой структуры потоки увеличиваются в среднем до 0,9 мккал/см²·с. На западе и юге Канадского щита потоки повышаются до 1,0—1,2 мккал/см²·с. В осадочном бассейне в провинциях Онтарио и Великих озер потоки составляют 0,9—1,2 мккал/см²·с. В зоне Гренвилл среднее значение потока равно 1,0 мккал/см²·с. В пределах щита в южной Гренландии тепловые потоки измерены всего в двух пунктах, где они равны 0,9 и 1,0 мккал/см²·с. Среднее значение теплового потока на территории Северо-Американской плиты равно 1,15 мккал/см²·с.

На территории Индийского щита выполнено 20 определений теплового потока. Его значения изменяются от 0,64 до 1,78 мккал/см²·с. Низкие потоки, меньше 1,0 мккал/см²·с, преобладают в пределах архейских блоков, выступающих в южной части щита (Дарварская система, Куддапахский бассейн). Повышенные потоки соответствуют меднорудному поясу, зоне надвига Сиагхбхум, Араваллийской горной системе на севере щита. Среднее значение теплового потока в Араваллийской горной системе составляет 1,76 мккал/см²·с. Формирование этой системы происходило в позднем докембрии, но тектоническая активизация имела место в течение длительного времени и сопровождалась образованием гранитных интрузий, характеризующихся высокой радиоактивностью, с чем может быть связано заметное повышение теплового потока.

Днепровско-Донецкий авлакоген состоит из центрального Припятско-Донецкого грабена и бортовых частей, которые являются северо-восточным склоном Украинского щита и юго-западным склоном Воронежского массива. Грабен ограничен продольными глубинными разломами с амплитудой до 5 км и более. Широко развиты также поперечные разломы, которые являются в основном продолжением зон нарушения Украинского щита. Они разделяют грабен на ряд отдельных элементов, отличающихся историей развития и геологическим строением.

Тепловые потоки характеризуются довольно устойчивыми значениями, которые группируются в две зоны: одна охватывает борта впадины и большую часть грабена, вторая — Донецкое складчатое сооружение. В первой зоне тепловые потоки составляют 0,80—1,20 мккал/см²·с и лишь на отдельных аномальных участках увеличиваются до 1,30—1,50 мккал/см²·с. Среднее значение равно $1{,}07 \pm 0{,}15$ мккал/см²·с, дисперсия — 0,19 мккал/см²·с.

Во второй зоне, охватывающей Донбасс, тепловые потоки составляют 1,20—1,60 мккал/см²·с и лишь в двух пунктах получены значения 0,80—1,00 мккал/см²·с. Среднее значение равно 1,33 мккал/см²·с. Более высокие потоки наблюдаются в юго-западной части. Северо-восточная зона характеризуется низкими тепловыми потоками (Кутас, Смирнов, 1974).

Зона повышенных тепловых потоков не ограничивается Донбассом, а продолжается в юго-восточном направлении и сливается с обширной областью высоких температур в пределах Скифской плиты.

Волыно-Подольская плита и Львовский прогиб. К юго-западу и западу докембрийский фундамент моноклинально погружается. Наиболее погруженные участки образуют Волынский грабенообразный прогиб на западе и Львовский палеозойский прогиб на юго-западе.

Величины тепловых потоков здесь изменяются мало (0,9—1,1 мккал/см²·с). Исключение составляет узкая полоса, протягивающаяся от Белза до Каменки — Бугской, где потоки увеличиваются до 1,25—1,35 мккал/см²·с. Наиболее высокие потоки (1,6—1,7 мккал/см²·с) наблюдаются в пределах Немировского блока.

Характерно, что величины тепловых потоков порядка 1,3—1,5 мккал/см²·с наиболее типичны для областей герцинской складчатости.

Причерноморская впадина. Южный склон щита характеризуется постепенным погружением кристаллического основания. В геотермическом отношении рассматриваемая территория изучена слабо. Тепловые потоки определены лишь в 6 пунктах. Величины тепловых потоков имеют такие же значения, как и на юго-западном склоне щита — 1,0—1,2 мккал/см²·с.

В целом для юго-западного склона Восточно-Европейской платформы характерны относительно низкие температуры и достаточно устойчивые значения теплового потока, составляющие в среднем 1,05 мккал/см²·с.

Скифская плита. Скифская плита представляет собой относительно узкий участок молодой платформы, состоящий из разновозрастных блоков, разделенных разломами. Тепловое поле Скифской плиты отличается большой сложностью и значительными колебаниями основных параметров: разница в температурах на одних и тех же глубинах превышает 40° С, а тепловые потоки изменяются более чем в 3 раза. Температуры на глубине 1000 м составляют 40—80° С, а на глубине 2000 м — 80—110° С. Средние геотермические градиенты изменяются от 15 до 70°С/км, а тепловые потоки от 0,8 до 3,0 мккал/см²·с.

Скифская плита является геотермически наиболее изученным регионом территории СССР. Исследованиями охвачены все главные тектонические элементы и большинство локальных структур в пределах Равнинного Крыма и впадин Предкавказья (Каталог..., 1973), что позволяет охарактеризовать тепловое поле плиты в целом, а также выделить зоны повышенных и пониженных потоков и увязать их с конкретными геологическими структурами.

В Крыму относительно низкие тепловые потоки (0,8—1,1 мккал/см²·с) наблюдаются восточнее Симферополя, в той части полуострова, где фундамент сложен породами предположительно рифейского возраста. Такие же потоки характерны для северного склона Индоло-Кубанского прогиба (см. рис. 4.5).

Значительная часть Скифской плиты характеризуется тепловыми потоками 1,2—1,4 мккал/см²·с. Такие значения отмечены на северном краю плиты (на структурах Джанкойской, Стрелковой, Староминской и др.), в Терско-Кумской впадине, частично в Восточно-Кубанской и Альминской впадинах, а также в пределах вала Карпинского, уходящего в Каспийское море, где потоки увеличиваются до 1,5—1,6 мккал/см²·с.

Высокие тепловые потоки (1,6–2,0 мккал/см²·с) наблюдаются в пределах Тарханкутско-Березанской зоны поднятий. В Равнинном Крыму наиболее высокие потоки, составляющие 2,2—2,5 мккал/см²·с, зафиксированы в сводах Новоселовского, Красновского и Глебовского антиклинальных поднятий, разбитых трещиноватостью. В полосе Тарханкутских дислокаций (Октябрьско-Меловая, Оленевско-Задорненская антиклинали) тепловые потоки изменяются в интервале 1,6—2,0 мккал/см²·с, но преобладают значения 1,6—1,8 мккал/см²·с. В пределах Предкавказья структуры, образующие Каневско-Березанскую зону дислокаций (Каневская, Сердюковская, Челбасская, Березанская и др.), характеризуются потоками 1,6—1,9 мккал/см²·с.

Следует отметить, что в зонах Тарханкутских и Каневско-Березанских дислокаций тепловые потоки замерены в основном на антиклинальных поднятиях, которые являются главными объектами бурения на нефть и газ. Тепловые потоки в присводовой части антиклиналей должны быть несколько повышены. Среднее значение глубинного теплового потока в зоне Тарханкутско-Березанских поднятий, очевидно, находится в интервале 1,6—1,7 мккал/см²·с.

Наиболее высокие тепловые потоки в Предкавказье наблюдаются в пределах Ставропольского свода, Невинномысского и Адыгейского выступов. На этих участках преобладают потоки 2,0—2,5 мккал/см²·с, а иногда встречаются и более высокие значения (2,7—3,0 мккал/см²·с). Изолиния теплового потока 2,0 мккал/см²·с (см. рис. 4.5) оконтуривает овальной формы аномалию, которая на юге соединяется с вытянутой в широтном направлении зоной высоких тепловых потоков мегантиклинория Большого Кавказа.

Среднее значение теплового потока для Скифской плиты составляет 1,67 ± 0,33 мккал/см²·с, дисперсия равна 0,40 мккал/см²·с. В пределах плиты наиболее часто встречаются значения потока в интервалах 1,3—1,4 и 1,6—1,7 мккал/см²·с. Максимум соответствует значениям 2,1 мккал/см²·с. Если исключить из рассмотрения тепловые потоки Ставропольского свода, установленные в зонах киммерийской складчатости, то среднее значение теплового потока уменьшится до 1,4 мккал/см²·с.

Интересно отметить, что средние значения тепловых потоков для областей герцинской складчатости Скифской плиты и Среднеевропейской платформы совпадают. Близ-

кие величины тепловых потоков получены и в других районах, активное развитие которых происходило в герцинскую эпоху. Так, в пределах западной части Западно-Сибирской плиты (до меридиана Оби и Иртыша), которая сформировалась на уралидах, тепловые потоки изменяются от 1,30 до 1,60 мккал/см²·с. Среднее из 24 определений потока составляет 1,51 мккал/см²·с. На территории Туранской плиты выполнено более 30 определений теплового потока, величины которого колеблются в интервале 1,30—1,70 мккал/см²·с. Пониженные значения соответствуют впадинам, повышенные — выступам фундамента и дислоцированным зонам.

Значительно труднее охарактеризовать тепловое поле структур каледонского этапа развития. Несколько определений теплового потока выполнено в пределах каледонид Британских островов. Среднее значение потока составляет 1,1 мккал/см²·с. Небольшое число определений выполнено в пределах каледонид Алтае-Саянской области (Дучков, Соколова, 1974). Здесь среднее значение потока составляет 1,05 мккал/см²·с. Каледониды Центрального Казахстана характеризуются средней величиной теплового потока 1,20 мккал/см²·с.

4.2.4. Тепловые потоки орогенных режимов и альпийской складчатости

Карпатский регион. Карпаты составляют часть альпийского Средиземноморского геосинклинального пояса. Определения теплового потока охватывают все главные тектонические элементы, хотя плотность пунктов наблюдения в разных районах существенно различается.

Предкарпатский передовой прогиб характеризуется значительной неоднородностью теплового поля. Градиенты температур в верхней части разреза изменяются от 15—16 до 35—38°С/км. Температуры на глубине 1000 м составляют 20—45°, а на глубине 2000 м — 35—65° С. Тепловые потоки колеблются в интервале от 0,70 до 1,70 мккал/см²·с (см. рис. 4.5), но на большей части территории преобладают значения 0,90—1,10 мккал/см²·с. Среднее значение потока составляет 1,09 мккал/см²·с.

Внешняя зона Предкарпатского прогиба изучена в геотермическом отношении очень неравномерно. Достаточно густая сеть наблюдений имеется в северной и южной частях прогиба и в Плоештинском прогибе. Остальная часть охарактеризована лишь одиночными измерениями.

В западной части Предкарпатского прогиба (в Моравском прогибе) тепловой поток измерен в четырех пунктах, значения его составляют 1,03—1,50 мккал/см²·с.

В восточной части внешней зоны Предкарпатского прогиба наблюдаются относительно низкие значения теплового потока, в основном 0,9—1,1 мккал/см²·с. Полоса таких значений протягивается почти вдоль всей внешней зоны. На этом достаточно устойчивом фоне выделяются две аномалии повышенных значений потока.

Одна из них обнаружена на территории советского Предкарпатья в северной части внешней зоны, непосредственно прилегающей к краю Восточно-Европейской платформы. Здесь в районе Бильче—Рудки—Кохановка тепловые потоки увеличиваются до 1,4—1,7 мккал/см²·с. Наиболее высокие потоки зарегистрированы на площади Кохановка — Немиров. Определения выполнены в девяти скважинах, и все полученные значения укладываются в интервале 1,6—1,7 мккал/см²·с. К юго-востоку полоса повышенных потоков выклинивается, а потоки уменьшаются. В районе г. Калуш они составляют 0,9—1,1 мккал/см²·с. В северо-западном направлении зона повышенных потоков продолжается на территории Польши. Здесь в двух пунктах зарегистрированы потоки величиной 1,4—1,7 мккал/см²·с. Ширина полосы повышенных температур и потоков составляет 30—50 км. По направлению к древней Восточно-Европейской платформе и внутренней зоне прогиба тепловые потоки и температуры понижаются.

Вторая область повышенных тепловых потоков наблюдается во внешней зоне прогиба на территории Румынии. Она прослеживается вдоль р. Сирет к юго-востоку от г. Роман. На юге эта область не оконтурена в связи с недостатком данных; она простирается в район Северной Добруджи. Ширина полосы высоких тепловых потоков составляет 50—60 км. Значения потоков колеблются в интервале 1,3—1,8 мккал/см²·с. Для этой зоны характерно приподнятое положение фундамента. Пониженные потоки соответствуют Фокшанской впадине, где мощность отложений 6000—7000 м.

Наблюдения в Карпатах показали, что существует тенденция к повышению тепловых потоков на участках с приподнятым положением фундамента и к понижению во впадинах. Однако значительное увеличение теплового потока в северо-западной и юго-восточной частях внешней зоны невозможно увязать с условиями залегания фундамента. В этом районе повышенные потоки соответствуют погруженным участкам, а Ивано-Франковское поперечное поднятие, разделяющее погруженные части прогиба, характеризуется пониженными значениями потока (0,9—1,0 мккал/см²·с).

Внутреннюю зону Карпат по характеру теплового поля можно разделить на две подзоны, которые в общих чертах соответствуют выделяемым тектоническим подзонам (Кутас и др., 1975).

Северо-восточная часть или Самборско-Бухушская подзона, выполненная мощной толщей миоцена, отличается наиболее низкими значениями тепловых потоков, которые составляют 0,8—1,0 мккал/см²·с. Полоса низких потоков совпадает с наиболее погруженной частью прогиба, где глубина до фундамента составляет 7000—8000 м.

Повышенные значения приурочены в основном к антиклинальным поднятиям, сложенным породами, отличающимися значительной анизотропией коэффициента теплопроводности. В сводах таких структур наблюдается повышение температур на 5—7° С, а тепловых потоков на 0,10—0,15 мккал/см²·с.

Во внутренней зоне Предкарпатского прогиба выделяются две полосы тепловых потоков: полоса низких потоков протягивается вдоль всего прогиба и совпадает с наиболее погруженной его частью, где мощность осадков увеличивается до 7000—8000 м, а полоса повышенных значений соответствует антиклинальным поднятиям и является как бы краевой зоной высоких потоков в Складчатых Карпатах.

В Плоештинском периклинальном прогибе наблюдаются повышенные значения тепловых потоков, составляющие 1,2—1,7 мккал/см²·с. Какие-либо закономерности в распределении потоков на этой территории не удается установить. По-видимому, значительные вариации потоков связаны с развитием диапировых складок, над которыми происходит повышение их значений.

Складчатые Карпаты в геотермическом отношении изучены слабо. Измерения тепловых потоков в основном выполнены в Скибовой зоне Восточных Карпат и в нескольких скважинах в Западных Карпатах.

Измерения в Скибовой зоне показали, что тепловые потоки постепенно увеличиваются от края этой зоны внутрь Карпат. Если в пределах Береговой скибы, под которой залегают отложения внутренней зоны прогиба, потоки составляют в среднем 1,2 мккал/см²·с, то в Орловской скибе они увеличиваются до 1,6 мккал/см²·с, в более внутренних блоках до 1,8—2,00 мккал/см²·с. Наиболее удаленными от края Скибовой зоны пунктами, в которых определялись потоки, являются скважины в районе городов Скопле и Яремче, пробуренные в сходных структурных условиях, но удаленные более чем на 100 км друг от друга по простиранию Карпат. Тепловой поток в первом районе равен 2,0 мккал/см²·с, во втором по профилю потоки составляют 1,85; 1,60; 1,36; 1,50 мккал/см²·с. В пределах отдельных блоков выделяется целый ряд антиклинальных складок, возможное повышение потока в этих пунктах ориентировочно можно оценить в 0,15—0,25 мккал/см²·с.

В западной части Флишевых Карпат тепловые потоки в районе с. Ломна и г. Свалява составляют соответственно 1,36 и 1,85 мккал/см²·с.

В западном секторе Внешних Карпат в четырех пунктах получены значения теплового потока 1,80—1,90 мккал/см²·с.

Во Внутренних Карпатах тепловой поток определялся лишь в неогеновых впадинах, сформировавшихся на опущенных блоках Внутренних Карпат: в Малой Венгерской впадине, в Восточно-Словацком и Закарпатском прогибах. Его значения здесь составляют 1,3—2,2 мккал/см²·с. Уменьшение потоков наблюдается в направлении Венской впадины. В пределах древних массивов Западных Карпат потоки не измерялись.

В Южных Карпатах тепловые потоки определялись в нескольких скважинах в пределах многочисленных наложенных впадин, которые образовались на опущенных блоках кристаллических массивов Карпат. В этих впадинах (Трансильванской, Фагараш, Бырса) выявлены в основном не очень высокие потоки, составляющие 1,0—1,4 мккал/см²·с. Повышенные потоки соответствуют зонам нарушений, с которыми связано формирование впадин Дымбовичоара, Бырса, Бучедж. Однако ограниченное количество данных и низкая точность измерений не позволяют делать однозначные выводы. Некоторое уменьшение потоков (на 0,2 мккал/см²·с) можно ожидать в этих впадинах за счет влияния эволюции впадин и заполняющих их осадков низкой теплопроводности.

Таким образом, немногочисленными определениями теплового потока в Складчатых Карпатах установлены относительно высокие его значения. Среднее значение составляет 1,85 мккал/см²·с (без Южных Карпат). По этим данным трудно говорить об однородности теплового поля столь сложного в геологическом отношении региона, а также о правомочности распространения полученных значений на всю территорию Складчатых Карпат. Тем не менее, учитывая выдержанность значений потока в разных и достаточно удаленных участках региона, а также соответствие этих значений полученным в других областях альпийской складчатости, например в Альпах, можно считать

величины потоков 1,5—1,80 мккал/см²·с достаточно представительными для Восточных и Западных Складчатых Карпат. Исключение, возможно, составляют Южные Карпаты, древние массивы которых, очевидно, характеризуются пониженными значениями потоков.

Закарпатский прогиб является частью Карпатской геосинклинальной области.

Тепловые потоки здесь колеблются в интервале от 2,00 до 2,70 мккал/см²·с. Пониженные значения получены в Солотвинской впадине, несколько выше (2,2—2,5 мккал/см²·с) — в Мукачевской впадине и еще выше (2,4—2,7 мккал/см²·с) — в Восточно-Словацкой впадине. Перечисленные части прогиба отличаются не только величиной потока, но и строением основания и неогеновой толщи. Северо-западная часть прогиба располагается на массивах Внутренних Карпат, Солотвинская впадина наложена на флишевое основание Внешних Карпат, Восточно-Словацкая и Мукачевская впадины характеризуются значительным количеством сбросов и взбросов, интенсивной вулканической деятельностью, развитием молодых образований сармата и паннона и по своему развитию близки к Паннонской впадине. В Солотвинской впадине плиоценовый вулканизм фактически не проявился. В период воздымания Карпат она испытала поднятие. Это оказало влияние на характер теплового поля, особенно на локальных структурах, происхождение которых самым тесным образом связано с соляным диапиризмом или вулканизмом. В частности, к соляно-диапировым структурам относятся Тереблянская, Солотвинская (2,0—2,2 мккал/см²·с).

Паннонская впадина характеризуется тонкой корой, мощность которой не превышает 30 км. Среднее значение теплового потока для Паннонской впадины составляет 2,45 мккал/см²·с. Несколько пониженные значения (1,9—2,4 мккал/см²·с). соответствуют Задунайскому Среднегорью. Уменьшение потоков происходит также в направлении Венского бассейна, где они составляют 1,2—1,3 мккал/см²·с, а также у восточной границы Большой Венгерской впадины, в районе гор Апусени и Мармарошского массива. Полоса высоких потоков протягивается через Малую Венгерскую, Восточно-Словацкую и Чоп-Мукачевскую впадины, а затем вдоль западной границы гор Апусени, включая Доброцен-Сольникский грабенообразный прогиб и горы Мечек. Наиболее высокие потоки совпадают с участками максимальной вулканической активности (Кутас и др., 1975).

Трансильванская впадина располагается между горами Апусени, Восточными и Южными Карпатами. На этой территории выполнен небольшой объем определений теплового потока. Преобладают низкие значения, составляющие 1,10—1,30 мккал/см²·с. Даже в зоне развития неогеновых эффузивов потоки не превышают 1,30 мккал/см²·с. На востоке впадины в депрессиях Марамурешского бассейна потоки уменьшаются до 0,92—1,00 мккал/см²·с. Следует отметить, что некоторое понижение потоков в таких небольших депрессиях может быть связано с отложением низкотеплопроводной толщи молодых осадков. В одном пункте определялся тепловой поток в горах Родна (1,1 мккал/см²·с). В горах Апусени со стороны Паннонской впадины наблюдаются довольно высокие значения, составляющие 1,5—2,2 мккал/см²·с. Высокие значения (1,9—2,2 мккал/см²·с) совпадают с западной частью Мурешского синклинория.

Таким образом, тепловое поле Карпат и прилегающих прогибов отличается значительным разнообразием. Распределение тепловых потоков коррелируется главным образом с особенностями тектоники. Здесь можно выделить две крупные геотермические зоны. Одна из них охватывает Складчатые Карпаты и прилегающие части внутренних прогибов. Она характеризуется высокими тепловыми потоками, равными в среднем 1,95 мккал/см²·с. Вторая зона соответствует Предкарпатскому прогибу и некоторым древним массивам. В пределах этой зоны средняя величина теплового потока составляет 1,18 мккал/см²·с. Граница между зонами с разной величиной теплового потока в районе Восточных Карпат проходит между Самборской и Бориславско-Покутской подзонами Внутренней зоны Предкарпатского прогиба.

Крымский полуостров. Наблюдаемый поток изменяется в широких пределах: 0,84—2,38 мккал/см²·с или 35—100 мВт/м², с повышением до 2,0—2,4 мккал/см²·с в гидротермальных аномалиях — Тарханкутской и Новоселовской. Горный Крым изучен мало. Но имеется несколько скважин, в которых наблюдаются относительно низкие градиенты температур (25—30° С/км). В центральной части Горного Крыма получены относительно низкие значения потока. В Ялте и Планерском потоки составляют 1,2—1,3 мккал/см²·с. В пределах восточного переклинального погружения они равны 1,3—1,4 мккал/см²·с (Каталог..., 1973).

Кавказский регион. Кавказ в тектоническом отношении представляет собой часть альпийского пояса, лежащую между Черным и Каспийским морями. Лучше всего изучены краевые прогибы, гораздо хуже — складчатое соору-

жение Кавказа из-за отсутствия скважин в горах.

Индоло-Кубанский краевой прогиб захватывает северо-восточную часть Кавказа и Керченский полуостров. В целом для прогиба характерны относительно низкие значения теплового потока, которые изменяются от 1,0 до 1,3 мккал/см²·с (Каталог..., 1973). Наиболее низкие значения (1,0—1,1 мккал/см²·с) соответствуют осевой зоне прогиба. В пределах южного борта в трех пунктах получены потоки 1,2—1,3 мккал/см²·с. На северном борту также происходит повышение потоков до 1,3—1,6 мккал/см²·с. На Адыгейском выступе наблюдаются высокие тепловые потоки, порядка 1,3—1,6 мккал/см²·с.

Внутри Терско-Каспийского краевого прогиба тепловые потоки изменяются от 0,7 до 2,0 мккал/см²·с. Наиболее низкие потоки соответствуют синклинальным зонам, а также внешней зоне Кусарского прогиба. Здесь потоки не превышают 1,0 мккал/см²·с. В зонах антиклинальных поднятий потоки увеличиваются до 1,3—1,6 мккал/см²·с, а на отдельных структурах Терско-Сунженских дислокаций — до 1,7—1,8 мккал/см²·с. Северному борту краевого прогиба соответствуют тепловые потоки 1,3—1,5 мккал/см²·с, характерные для Скифской плиты. В складчатом сооружении Большого Кавказа единичные определения дали высокие значения теплового потока. В частности, центральное поднятие по данным измерений в двух пунктах (Каталог..., 1973) характеризуется потоками порядка 3,0—4,0 мккал/см²·с. Северная моноклиналь — 1,7—1,90 мккал/см²·с. Для юго-восточного погружения Большого Кавказа установлены значительные колебания тепловых потоков — от 0,79 до 2,16 мккал/см²·с. Более высокие тепловые потоки (1,4—1,6 мккал/см²·с) характерны для Западно- и Центрально-Апшеронского антиклинориев, пониженные — для Восточно-Апшеронского антиклинория, а низкие — для Восточно- и Западно-Апшеронского синклинориев. Значительное повышение потоков (1,9—2,0 мккал/см²·с) наблюдается, как правило, вблизи грязевых вулканов. Так, вблизи жерла грязевого вулкана Локбатан потоки составляют 1,96—2,14 мккал/см²·с, вблизи грязевого вулкана в пределах складки Биби-Эйбат — 2,33 мккал/см²·с, а на ее периклинальном окончании — 1,40—1,53 мккал/см²·с. В северо-западном сегменте в двух пунктах получены невысокие значения потоков (0,90—1,24 мккал/см²·с).

В Закавказском межгорном прогибе наблюдаются низкие величины тепловых потоков. В Рионской впадине они составляют 0,7—1,0 мккал/см²·с. Наименьшие потоки характерны для наиболее погруженной части впадины. Примерно такие же значения зафиксированы в Куринской впадине. Некоторое повышение тепловых потоков до 1,2—1,3 мккал/см²·с наблюдается на нефтяных месторождениях. Повышенные потоки (до 1,2—1,4 мккал/см²·с) и на Дзирульском массиве (Тепловой режим..., 1970).

В пределах Малого Кавказа выполнено небольшое количество измерений теплового потока, что не позволяет дать детальную характеристику геотермических условий всех тектонических зон этого сложно построенного региона. Величины тепловых потоков изменяются от 0,7 до 2,3 мккал/см²·с. В Аджаро-Триалетской зоне тепловые потоки составляют 1,6—2,1 мккал/см²·с. Отмечается постепенное увеличение потоков от Закавказских прогибов в сторону складчатых зон Малого Кавказа. Сомхето-Карабахская зона характеризуется потоками порядка 1,42—2,29 мккал/см²·с. Увеличение потоков происходит в северо-восточном направлении, а пониженные потоки наблюдаются на границе с Куринской депрессией. На Армянском вулканическом нагорье тепловые потоки составляют 2,0—2,2 мккал/см²·с. Некоторое уменьшение потоков наблюдается в синклинальных зонах. Самые низкие потоки (0,7—1,1 мккал/см²·с) соответствуют межгорным впадинам: Араксинской и Нахичеванской.

В целом характер теплового поля Кавказского региона хорошо коррелируется с особенностями его геологического строения и истории развития. Зоны складкообразования и проявления молодого вулканизма выделяются высокими тепловыми потоками. Предгорным и межгорным прогибам соответствуют в основном низкие потоки. Определяющую роль в формировании теплового поля складчатого пояса играет тектоническая активность, и это находит отражение в соответствии основных тектонических и геотермических зон. В прогибах значительное влияние на характер поля оказывают строение осадочного чехла и структура фундамента.

Таким образом, альпийский складчатый пояс, обрамляющий с юго-запада Восточно-Европейскую платформу, характеризуется сложным и сильно дифференцированным тепловым полем. Пониженные потоки соответствуют предгорным и многим межгорным прогибам, повышенные — складчатым зонам. Среднее значение теплового потока для складчатых областей Карпат и Кавказа составляет 1,87 мккал/см²·с. Близкое значение (1,90 мккал/см²·с) получено также для Альп (Birch, 1954; Clark, 1961; Haevel, 1975).

4.2.5. Тепловое поле внутренних морей

В альпийском геосинклинальном поясе выделяется несколько депрессий, глубоководных морей, образовавшихся в послемеловое время. Они отличаются утоненной земной корой, которая в глубоководных впадинах характеризуется отсутствием «гранитного» слоя и имеет мощность не более 24—30 км. Мощность молодых осадков часто достигает 12—15 км. К таким впадинам относятся Черноморская, Южно-Каспийская, Западно-Средиземноморская и другие.

В пределах Черного моря наиболее изученной является восточная часть его акватории, где наблюдаются преимущественно низкие значения теплового потока, не превышающие 1,0 мккал/см²·с (рис. 4.7). Несколько экстремально низких значений (0,3—0,6 мккал/см²·с) соответствуют центральной котловине Черного моря (Каталог..., 1973). На фоне этих низких значений выделяется аномалия повышенных потоков (1,3—1,6 мккал/см²·с), начинающаяся у берегов Крыма и продолжающаяся к югу почти в меридиональном направлении. Некоторое повышение потоков (1,2—1,4 мккал/см²·с) наблюдается также к западу от складчатого сооружения Кавказа. В отдельных точках получены значения тепловых потоков, превышающие 2,0 мккал/см²·с. Это — локальные аномалии, вызванные гидротермальной деятельностью в нарушенных зонах.

Сходный характер имеет тепловое поле в Каспийском море. В Дербентской впадине возможно проявление литогенеза и сейсмичности (см. рис. 4.5). Южно-Каспийская впадина характеризуется субнормальным потоком с концентрацией повышенных до 1,6 мккал/см²·с значений в субширотном направлении, совпадающем с валом Карпинского, условно разделяющим Средний и Южный Каспий. В Южной части Каспийской депрессии, к юго-востоку от Баку, предполагается аномалия теплового потока, что, видимо, связано с действием грязевого вулкана. Эти сведения не учтены на рис. 4.5. Повышение фона теплового потока в Каспийском море обусловлено наличием нефтяных залежей и протекающими в осадочном слое биохимическими реакциями. Огромная толща осадков уменьшает величину корового теплового потока. Его равновесное значение не установлено, возможно, оно выше 2 мккал/см²·с.

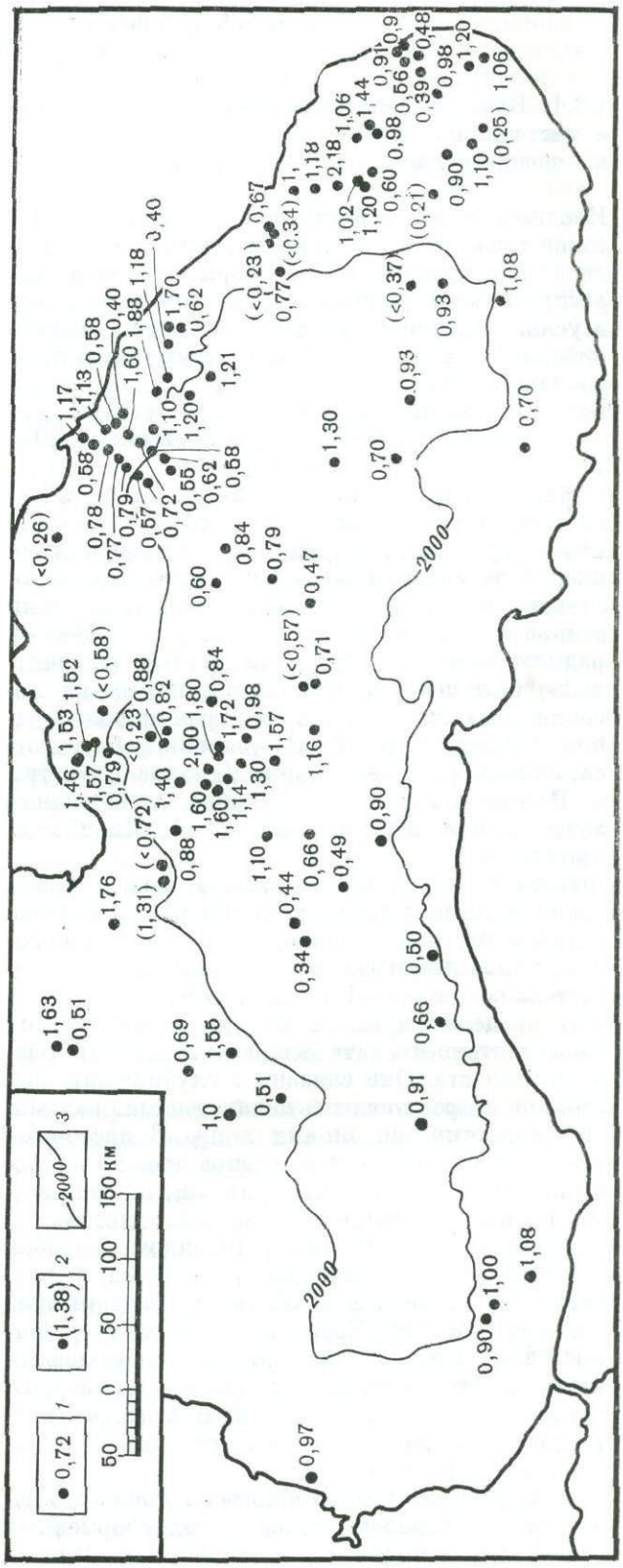


Рис. 4.7. Распределение теплового потока (в скобках — приближенные значения) на дне Черного моря (Любимова и др., 1976)

4.3. Геолого-геофизический анализ данных о тепловом потоке

4.3.1. Влияние геологического строения и тектоники на распределение тепловых полей

Неоднородности в распределении тепловых потоков возникают в основном за счет тектонической перестройки земной коры, нарушающей распределение радиогенных источников тепла и условия переноса тепловой энергии. Докембрийским платформам соответствуют низкие и довольно устойчивые значения тепловых потоков. Отклонения от среднего, составляющего здесь 1,07 мккал/см²·с, редко превышают 20—30%.

Низкие тепловые потоки (0,5—0,8 мккал/см²·с) соответствуют зонам широкого распространения архейских пород, характеризующихся низкой радиоактивностью. Эти зоны, очевидно, следует рассматривать как приподнятые блоки земной коры, в пределах которых обогащенный радиоактивными элементами слой («гранитный») был денудирован. В результате на поверхность выступили породы гранулитовой фации метаморфизма. Такие условия наблюдаются, например, на территории Украинского щита, в Приднепровье и в Побужье. Аналогичные зоны выделяются на Канадском и Индийском щитах.

Иной характер имеет тепловое поле в зонах гранитизации, ультраметаморфизма и кислого магматизма. Как правило, в этих зонах наблюдаются повышенные значения теплового потока, составляющие 0,9—1,2 мккал/см²·с.

В пределах древних платформ выделяются зоны тектоно-магматической активизации разного возраста. Они связаны с глубинными разломами и представлены авлакогенами, валами, дислокациями, впадинами и пр. В настоящее время большинство авлакогенов древнего заложения характеризуется нормальными тепловыми потоками. Величины тепловых потоков в Пачелмском и Днепровско-Донецком прогибах (за исключением складчатого Донбасса) фактически не отличаются от общего уровня потоков для всей Восточно-Европейской платформы (см. рис. 4.5). Повышенные потоки наблюдаются лишь в авлакогенах, испытавших инверсию (например, Куяво-Поморский прогиб, на месте которого сформировалось поднятие типа вала) (Кутас и др., 1975).

Иное распределение тепловых потоков наблюдается в пределах молодых платформенных структур на подвижных платформах (Индийской, Южно-Африканской). К таким новообразованным структурам можно отнести, в частности, авлакогены Нармады и Годавари на Индийской платформе. Последний имеет форму грабенообразного прогиба, ограниченного глубинными разломами. Он образовался в третичное время и выполнен осадками от эоцена до современных. Тепловые потоки здесь изменяются от 1,0 до 2,2 мккал/см²·с. Высокие тепловые потоки проявляются в виде отдельных аномалий, приуроченных к областям гидротермальной деятельности или глубинным интрузиям. Связь аномалий теплового потока с интрузиями подтверждается совпадением их с положительными аномалиями силы тяжести.

Процессы активизации платформ всегда сопровождались интенсивной магматической деятельностью. На территории Восточно-Европейской платформы усиление магматической деятельности происходило неоднократно, начиная с рифея. В палеозое магматическая деятельность охватила Подольскую плиту, Балтийский щит, Днепровско-Донецкую впадину и другие области. Областям повышенной магматической активности в палеозое соответствуют нормальные тепловые потоки. Некоторое их повышение (до 1,2—1,3 мккал/см²·с) наблюдается на щелочных массивах Балтийского щита, в меднорудных поясах Индийского щита и в других районах. Повышение тепловых потоков в таких зонах может вызываться двумя причинами: во-первых, дополнительным притоком энергии из недр благодаря повышенной проницаемости земной коры в этих зонах, во-вторых, для таких зон характерна более высокая теплогенерация в земной коре за счет повышения концентрации радиоактивных элементов в магматических телах.

Тепловое поле осложнено в зонах проявления траппового магматизма. Однако в настоящее время эти зоны исследованы еще недостаточно детально. Имеющиеся данные показывают, что древние траппы характеризуются низкими тепловыми потоками (траппы Волыни и др.). В пределах зон относительно молодого траппового вулканизма потоки изменяются от 1,0 до 1,7 мккал/см²·с, в Деканских траппах Индийского щита, образовавшихся в конце мела—начале эоцена, тепловые потоки составляют 1,1—1,4 мккал/см²·с.

С активными тектоническими движениями на платформенном этапе развития связано формирование дислокаций, в пределах которых на

характер теплового поля значительное влияние оказывает структурный фактор. Образование сводовых поднятий, флексур, раздробленных зон приводит к перераспределению теплового потока и существенным его вариациям. Так, например, в зоне Доно-Медведицких дислокаций тепловые потоки изменяются от 1,2 до 1,6 мккал/см^2·с.

В отличие от древних участков земной коры в областях молодой консолидации наблюдаются преимущественно высокие тепловые потоки. Наиболее сложный характер имеет тепловое поле в пределах альпийского геосинклинального пояса. В областях герцинской и альпийской складчатости высокими значениями теплового потока характеризуются эвгеосинклинальные зоны, в которых проявился основной и кислый магматизм. Некоторое понижение тепловых потоков соответствует миогеосинклиналям. Почти во всех геосинклинальных областях наблюдается уменьшение потоков в сторону краевых прогибов, где они имеют в основном низкие значения. Исключение составляют те части краевых прогибов, которые сформировались на геосинклинальном основании. Так, Предальпийский прогиб, западная часть Предкарпатского прогиба, Восточно-Кубанский прогиб, сформировавшиеся на эпигерцинской платформе, отличаются повышенными значениями потока, а восточная часть Предкарпатского прогиба, частично Индольский и Западно-Кубанский прогибы, в основании которых лежат древние блоки,— пониженными. Только во внутренних зонах этих прогибов, представляющих погруженные части геосинклинали, отмечается повышение потоков (Kutas e. a.,. 1976).

Низкие тепловые потоки характерны для большинства межгорных впадин, но некоторые из них отличаются очень высокими тепловыми потоками. Так, например, низкие потоки наблюдаются в Рионской, Куринской, Араксинской, Трансильванской впадинах, высокие — в Большой и Малой Венгерской впадинах, в Закарпатском прогибе. Очевидно, различия в характере теплового поля межгорных впадин возникают в процессе их формирования. Если впадина образуется на геосинклинальном основании, то в ней сохраняются и высокие тепловые потоки, свойственные этой геосинклинали. При наложении впадины на более древнее основание срединного массива тепловые потоки могут быть, по-видимому, и высокие, и низкие, что зависит от того, какую роль играет срединный массив в геосинклинальном процессе. Активные массивы отличаются высокими тепловыми потоками, интенсивной магматической деятельностью, значительной раздробленностью и переработкой земной коры; пассивные — низкими тепловыми потоками и слабым проявлением магматизма.

Большой интерес представляет изучение теплового поля областей эпиплатформенного орогенеза. Однако в настоящее время они исследованы в геотермическом отношении очень слабо, что не позволяет делать однозначные выводы. В большинстве случаев преобладают низкие и средние тепловые потоки. Низкие тепловые потоки (0,9—1,2 HFU) получены в Алтае-Саянской области (Дучков, Соколова, 1974), в горном Крыму потоки составляют 1,2—1,3, на Тянь-Шане — 1,2—1,7, на плато Колорадо 1,2—1,5 мккал/см^2·с. Более высокие потоки в основном связаны с зонами гидротермальной активности и вулканизма. Но во многих случаях области эпиплатформенного орогенеза не отличаются по величине теплового потока от одновозрастных платформ. Так, например, Тянь-Шань и Туранская плита характеризуются одинаковыми тепловыми потоками.

Таким образом, влияние эндогенных режимов на характер теплового поля проявляется двояко. С одной стороны, с усилением тектонического возбуждения происходит изменение структуры земной коры и ее строения, что приводит к перераспределению источников тепла и нарушению условий теплопереноса. В результате изменяется распределение температур и тепловых потоков. С другой стороны, в период орогенной активности происходит приток тепловой энергии из недр (Белоусов, 1974). Она в основном выносится с продуктами дифференциации мантии в связи с проницаемостью коры и приводит к общему повышению температур и тепловых потоков в земной коре.

Наиболее четко повышение тепловых потоков фиксируется в следующих тектонических элементах:

1) в пределах областей геосинклинальных режимов, где высокие потоки соответствуют внутренним зонам геосинклинали, для которых характерна интенсивная магматическая деятельность; к периферии геосинклинали тепловые потоки постепенно уменьшаются (Гордиенко, 1975);

2) в срединных и внутренних массивах древней консолидации платформенных режимов, в которых произошли значительные растяжения земной коры, ее переработка и утонение, сопровождавшиеся интенсивным магматизмом;

3) в рифтовых зонах;

4) в региональных зонах дробления и проявления основного и кислого магматизма, в областях магматической активизации платформ.

Все перечисленные эндогенные режимы ха-

рактеризуются повышеннымм тепловыми потоками, но отличаются по характеру дифференциации поля.

4.3.2. Перераспределение теплового потока неотектоническими движениями

Вертикальные и горизонтальные перемещения отдельных блоков земной коры, сопровождающиеся денудацией, отложением осадков, образованием надвигов, вызывают перераспределение теплового потока и изменение температур в коре.

Сопоставление величины теплового потока с амплитудами и градиентами вертикальных тектонических движений по Восточно-Европейской платформе за неоген-четвертичное время показывает, что области повышенных тепловых потоков коррелируются с положительными градиентами вертикальных движений, а низких потоков — с отрицательными (Kutas e. a., 1976). При более тщательном анализе этих закономерностей удалось выявить некоторые особенности. Они сводятся к следующему: 1) наблюдается корреляция между величиной теплового потока и интенсивностью вертикальных движений в миоцене-голоцене; современные и более поздние вертикальные движения не проявляются в тепловом поле; 2) увеличение (уменьшение) теплового потока происходит только в относительно ограниченных активных зонах.

Отмеченные особенности подтверждаются материалами по Предкавказью и по Восточно-Европейской платформе. Так, например, обширная территория Волыно-Подольской плиты, испытавшая за неоген-четвертичное время поднятие более чем на 200 м, характеризуется тепловыми потоками 0,9—1,0 мккал/см²·с.

Значительные возмущения теплового поля возникают при погружении земной коры и отложении осадочного слоя. В этом случае одновременно влияют несколько факторов: погружение отдельных блоков земной коры, отложение осадков при низкой температуре, экранирующий эффект слоя низкой теплопроводности, выделение тепла в отложившихся осадках за счет распада радиоактивных элементов. Количественно оценить влияние этих факторов не всегда возможно, так как до настоящего времени не получено теоретическое решение задачи.

Результаты расчетов, выполненных для некоторых простых случаев осадконакопления (Кутас, 1965; Birch, 1954; Benfield, 1949; Erickson, 1970), показывают, что при скорости накопления осадков 0,01 см/год через 25 млн. лет (мощность отложившегося слоя составляет 2,5 км) искажения потока на поверхности не будут превышать 8—10%. При скорости отложения 0,05 см/год через 5 млн. лет уменьшение потока на поверхности составит в зависимости от выбранных параметров 15—20%, а через 10, 15 и 20 млн. лет соответственно 20—30, 25—35, 30—40%. Накопление осадков со скоростью 0,1 см/год приведет к искажению потока через 1, 5 и 10 млн. лет соответственно на 12—18, 25—35 и 35—50%. Таким образом, процесс относительно быстрого отложения осадков в межгорных депрессиях, предгорных прогибах, где их мощность часто превышает 10 км, может вызвать уменьшение потока на 20—40%. Максимальное нарушение теплового потока происходит в самой верхней части разреза, а с глубиной оно постепенно уменьшается. Выравнивание нарушенного теплового режима происходит очень медленно и зависит от мощности осадков и скорости их накопления. Если осадки отлагаются медленно, то еще в процессе их отложения у основания осадочного слоя успевает установиться тепловое равновесие. При быстром отложении осадков нарушенный режим распространяется на всю толщу осадочного слоя. Для окончательного выравнивания температур при мощности осадков около 10 км необходимо не менее 50 млн. лет.

Существенное искажение теплового поля за счет осадконакопления следует ожидать в Куринской депрессии, где мощность кайнозойских осадков в наиболее опущенных частях достигает 20 км. Только за четвертичный период отложился осадочный слой мощностью более 1000 м. При таких темпах осадконакопления непосредственно после его окончания в самой верхней части разреза уменьшение теплового потока должно составлять не менее 35—50%.

Можно ожидать, что уменьшение тепловых потоков произошло во внутренних морях — Черном и Каспийском. В частности, при скорости накопления в Черном море 0,05 см/год с миоцена (общая мощность 13 км) уменьшение потока должно составлять не менее 20—40%. Неискаженный равновесный тепловой поток в глубоководной впадине Черного моря должен быть равен 1,3—1,5 мккал/см²·с, а в зоне повышенных потоков южнее Крыма — около 2,0 мккал/см²·с (Kutas, e. a., 1976).

Существенное перераспределение тепловых потоков происходит при субгоризонтальных перемещениях — образовании надвигов, шарьяжей и т. п. Влияние перемещений такого типа хорошо видно в Карпатах, где широко развиты структуры надвигового типа. Здесь повсеместно в надвинутых отложениях тепловые потоки на

10—20% ниже, чем в окружающих зонах. Полученные результаты согласуются с теоретическими оценками (Кутас, 1965).

4.3.3. Влияние структурных форм и строения земной коры

В пределах крупных тектонических элементов выделяется значительное количество относительно небольших аномалий тепловых потоков и температур. Анализ показывает, что они контролируются различного рода структурами фундамента и осадочного чехла, нарушающими условия переноса тепла в земной коре.

Земная кора отличается значительной неоднородностью. В ее строении принимают участие породы, теплопроводность которых изменяется более чем в 5—6 раз в зависимости от их генезиса и состава. Следовательно, если в земной коре имеются включения с иной теплопроводностью, или происходит увеличение мощности земной коры за счет пород основного состава, или в массиве кристаллических пород формируется впадина, заполненная рыхлыми осадками, то все это приводит к перераспределению тепловых потоков и образованию аномалий.

В пределах любой территории можно выделить аномалии, связанные с неоднородностями строения верхних горизонтов земной коры. В первую очередь — это аномалии краевых прогибов, представляющих во многих случаях узкие депрессии, выполненные рыхлыми песчаноглинистыми отложениями, мощность которых иногда достигает 10—12 км, а теплопроводность не превышает $(3{,}0—4{,}0)\cdot10^{-3}$ кал/см·с·град, т. е. в 2 раза ниже теплопроводности фундамента. Такие аномалии протягиваются вдоль наиболее опущенных частей Предкарпатского, Индоло-Кубанского, Терско-Каспийского прогибов, Куринской и Рионской впадин и других.

Включения в однородный слой массивов иной теплопроводности могут быть представлены телами правильной геометрической формы. Тогда искажение теплового поля находится аналитическим методом путем решения стационарного уравнения теплопроводности. В частности, предгорные прогибы, вытянутые на сотни километров при относительно небольших поперечных размерах, можно аппроксимировать эллиптическим полуцилиндром бесконечного простирания. Распределение тепловых потоков в этом случае удовлетворяет следующему соотношению:

$$\frac{q}{q_0} = \frac{a+l}{a+l\mu},$$

где a и l — соответственно полуширина и глубина прогиба; μ — отношение теплопроводностей. Зависимость величины теплового потока от размеров прогиба и параметра μ определяет искажающее влияние прогиба. Общий эффект зависит от соотношения размеров. Если ширина прогиба более чем в 10 раз превышает глубину, то искажения потока не превышают 10% (Любимова и др., 1976).

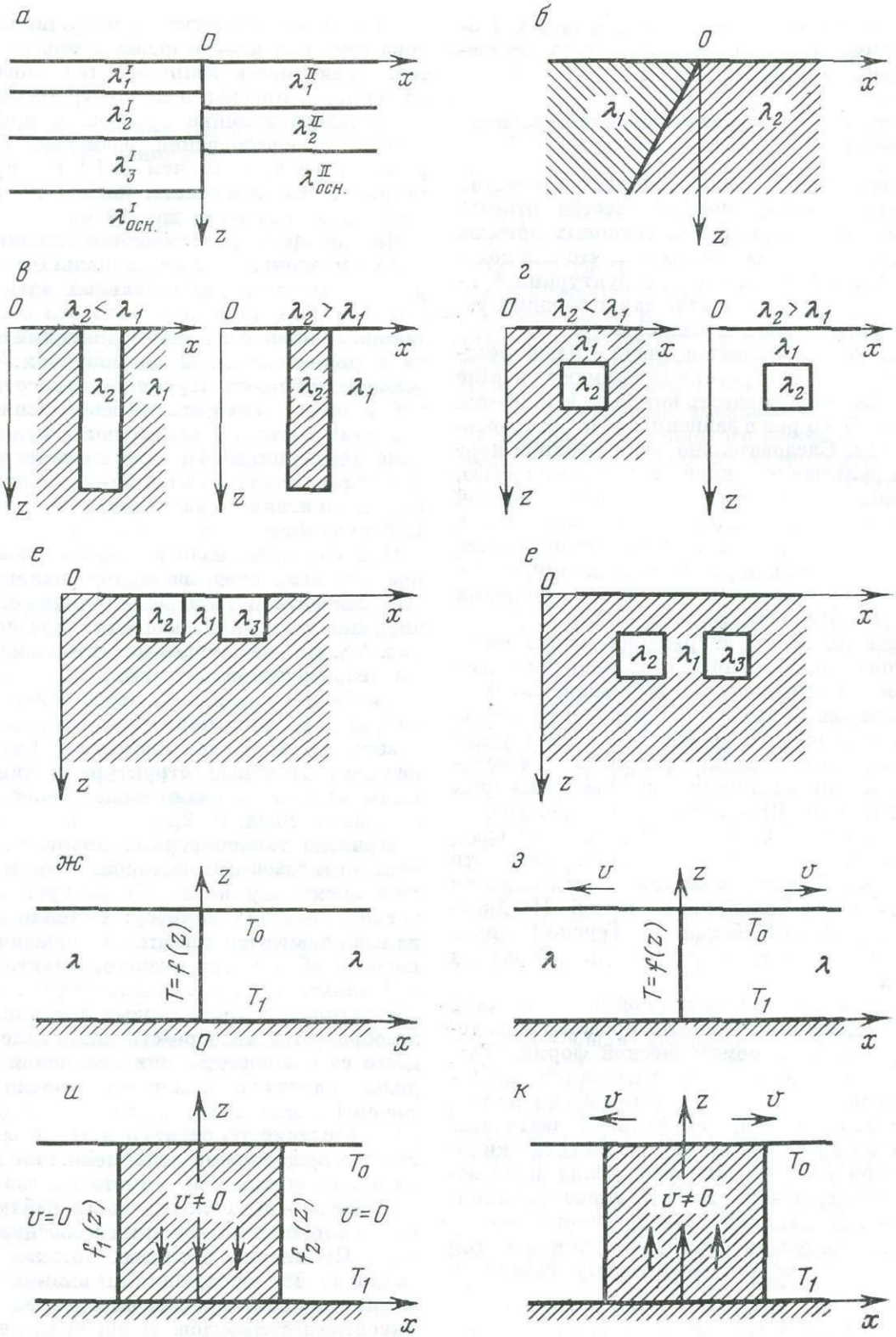
Иногда прогибы отличаются сложным строением, продольные антиклинальные поднятия разделяют их на ряд отдельных впадин. В таких прогибах характер теплового поля значительно осложняется. Над поднятиями образуются положительные, а во впадинах — отрицательные аномалии. Примером такого типа прогибов может служить Терско-Каспийский, в пределах которого наблюдаются существенные колебания теплового потока. Во впадинах тепловые потоки составляют 0,65—1,05 мккал/см²·с, над поднятиями увеличиваются до 1,10—1,58 мккал/см²·с.

При сложном геологическом строении влияние контакта сред, вариаций теплопроводности и конвективного переноса можно оценить на численных моделях, частично показанных на рис. 4.8. В ряде случаев могут быть использованы теоретические палетки.

Необходимо отметить, что в одном и том же районе двум однотипным структурам могут соответствовать разные аномалии. Как правило, над продуктивными структурами температуры на несколько градусов выше (Тепловой режим осадочных толщ, 1972).

Природа температурных аномалий над нефтяными и газовыми месторождениями в настоящее время изучается. Существует три точки зрения по этому вопросу: 1) тепло выносится из недр совместно с нефтью и горючими газами, которые образуются в верхней мантии и по ослабленным зонам поступают в верхние горизонты, скапливаясь в закрытых ловушках; 2) тепло образуется непосредственно в залежи в процессе ее разрушения при окислении углеводородов, бактериальном восстановлении сульфатов подземных вод и пр.; 3) происходит перераспределение температур и тепловых потоков за счет существенно отличной теплопроводности пород, насыщенных нефтью и газом.

Возмущения теплового поля наблюдаются и над месторождениями иных полезных ископаемых. Повышение тепловых потоков над сульфидными месторождениями вызывается в основном дополнительным выделением тепла при окислении сульфидов. В какой-то мере влияет эффект повышенной теплопроводности рудных


а
0
x
z
λ_1^I
λ_2^I
λ_3^I
$\lambda_{осн.}^I$
λ_1^{II}
λ_2^{II}
$\lambda_{осн.}^{II}$
б
λ_1
λ_2
в
$\lambda_2 < \lambda_1$
$\lambda_2 > \lambda_1$
г
$\lambda_2 < \lambda_1$
$\lambda_2 > \lambda_1$
е
λ_2 λ_1 λ_3
ж
$T = f(z)$
T_0
T_1
λ
з
v
и
$v = 0$
$v \neq 0$
$f_1(z)$
$f_2(z)$
к

тел и движение вод по нарушенным зонам, к которым приурочена минерализация.

Кроме приповерхностных структур в ряде случаев необходимо учитывать влияние глубинной структуры земной коры и верхней мантии. Если земная кора сложена породами разной теплопроводности, то колебания мощности отдельных слоев с разной теплопроводностью должны влиять на величину теплового потока. Особенно существенное повышение теплопроводности отмечается при переходе от кислых и основных пород к ультраосновным. В связи с этим изменение конфигурации границы Мохоровичича должно сказываться на величине теплового потока. Увеличение мощности земной коры понижает ее общую проводимость, что приводит к уменьшению теплового потока. Наоборот, подъем границы М должен сопровождаться увеличением теплового потока.

4.3.4. Корреляция поля тепловых потоков с другими геофизическими полями

Между распределением тепловых потоков и другими геофизическими полями Земли должны существовать достаточно тесные связи. Они основаны, с одной стороны, на чувствительности полей к колебаниям физических параметров горных пород, которые определяются их литолого-петрографическими особенностями, минералогическим составом и характером залегания, а с другой стороны, на зависимости этих параметров от температуры, изменяющейся в соответствии с величиной теплового потока. В зависимости от конкретных условий роль петрографического и температурного факторов может существенно изменяться, что обусловливает сложный характер взаимоотношений между полем тепловых потоков и другими физическими полями Земли.

Взаимодействие геотермических и сейсмических параметров. Это взаимодействие многогранно: от температурных условий зависят не только скорости распространения сейсмических волн, но главным образом их затухание вблизи прогретых зон, задержки в скоростях, параметр прочности литосферы Q.

Как хорошо известно, изменение продольных скоростей сейсмических волн с глубиной для однородной породы определяется уравнением

$$\frac{dV_P}{dz} = \left(\frac{\partial V_P}{\partial P}\right)_T \frac{dP}{dz} + \left(\frac{\partial V_P}{\partial T}\right)_P \frac{dT}{dz},$$

где V_P — скорость продольных сейсмических волн; z — глубина; P и T — соответственно давление и температура. В этом уравнении градиент давления можно считать известным, температурный градиент dT/dz меняется от региона к региону и может быть оценен при известных тепловом потоке, теплопроводности и распределении источников тепла в земной коре. Градиент скорости при переменном давлении и постоянной температуре $(\partial V_P/\partial P)_T = \alpha$ и градиент скорости при переменной температуре и постоянном давлении $(\partial V_P/\partial T)_P = \beta$ могут быть определены из экспериментальных данных. Как показывают исследования скоростей сейсмических волн, при повышенных термодинамических условиях α и β изменяются по-разному. При увеличении только давления скорости вначале (до давлений около 1 кбар) возрастают очень быстро, а затем происходит достаточно плавное увеличение скорости с градиентом $(1 \div 4)\cdot 10^{-5}$ км/с·бар. Температурный градиент скорости испытывает значительно большие колебания: для гранитов в интервале от $0{,}4\cdot 10^{-3}$ до $2{,}0\cdot 10^{-3}$, для основных пород от $0{,}1\cdot 10^{-3}$ до $0{,}6\cdot 10^{-3}$ км/с·град.

При выполнении подобных расчетов возникают значительные неопределенности, связанные с вычислением параметров $(\partial V_P/\partial P)_T$ и $(\partial V_P/\partial T)_P$, которые непостоянны в разных интервалах давлений, а также зависят от условий эксперимента и состава пород. Повышения давлений и температур оказывают противоположные воздействия на градиент скорости, что обусловливает весьма сложную зависимость: $V = f(P, T) = f(z)$.

Температурный фактор сильно влияет на распределение скоростей сейсмических волн и в верхней мантии. Об этом свидетельствует уменьшение скоростей на границе Мохоровичича от 8,1—8,2 до 7,6—7,9 км/с в зонах с высоким тепловым потоком. Уменьшение скоростей наблюдается, в частности, под Байкальским рифтом, где по другим геофизическим данным установлена обширная зона частичного плавления. Использование термических данных в сейсмологии дает существенное уменьшение неоднозначности при решении обратных задач о разрезе. Условие положительности геотермического градиента связано с возрастанием температуры по глубине и накладывает серьезные ограничения на отбор наиболее вероятных сейсмических разрезов, осуществляе-

Рис. 4.8. Типы моделей строения сред, для которых разработана теория интерпретации теплового потока

а — разлом; *б* — зона Беньоффа; *в, г, д, е* — погруженные проводящие или изолирующие тела разной теплопроводности; *ж* — движение флюидов по разлому; *з* — динамическая интрузия; *и* — опускание кратона; *к* — обширная интрузия

мый, например, методом машинного перебора. Число возможных сейсмических разрезов коры в ряде случаев может быть сокращено на 50—70%, что увеличивает точность определения волновода в астеносфере.

Изучение спектров сейсмических волн в «сейсмически сопряженных» точках, пересекающих зоны аномальных тепловых потоков, открыло новые возможности установления пространственной протяженности этих зон, обусловливающих появление областей интенсивного затухания скоростей сейсмических волн. Первые обнадеживающие результаты получены в области Байкала и дальневосточного побережья Японского моря.

Зависимость величины теплового потока от мощности и структуры земной коры. Сопоставление величины теплового потока с мощностью земной коры, несмотря на сложность и неоднозначность их связи, позволяет выявить некоторые закономерности. Так, на профилях ГСЗ в пределах структур древней Восточно-Европейской платформы в зонах с увеличенной мощностью земной коры наблюдаются низкие тепловые потоки, а в зонах с утоненной корой — повышенные. Наиболее четко эта закономерность проявляется в районах с увеличенной мощностью «базальтового» слоя (Kutas e. a., 1976).

Корреляция между величиной теплового потока и строением земной коры наблюдается и в ряде геосинклинальных районов. Например, мощность земной коры в Карпатском регионе постепенно возрастает от Паннонской впадины, где она равна 25—27 км, к Внешним Карпатам и Предкарпатскому прогибу, достигая максимальных значений (55—56 км) под Скибовой зоной Карпат и Предкарпатским прогибом. Тепловые потоки в том же направлении уменьшаются. Следовательно, и здесь мощность земной коры и величина теплового потока находятся в обратной зависимости. Такие же закономерности наблюдаются в пределах Чешского массива, герцинид Средней Европы и других районов (Kutas e. a., 1976).

Однако подобные корреляционные связи не являются однозначными. В районах молодой активизации и осадконакопления наблюдается прямая зависимость между величиной теплового потока и мощностью земной коры. Так, например, глубоководной впадине Черного моря с ее утоненной земной корой соответствуют низкие тепловые потоки, а мегантиклинорию Большого Кавказа и другим горноскладчатым районам с более мощной земной корой — высокие.

Анализ данных по тепловому потоку и мощности земной коры совместно с геологическими и геофизическими материалами показывает, что строение земной коры не оказывает определяющего влияния на характер теплового поля. Вариации теплового потока, которые часто коррелируются со структурой земной коры или ее мощностью, в большинстве случаев объясняются неоднородностями в верхних горизонтах, создающих неравномерное распределение радиоактивных элементов или теплопроводности.

В зонах молодой тектонической активности определяющее влияние на тепловое поле оказывают глубинные процессы и перестройка земной коры. Увеличение тепловых потоков в пределах мегантиклинориев или срединных массивов вызывается притоком тепла из недр совместно с продуктами их дифференциации. Наиболее интенсивно этот процесс происходит в зонах растяжения и дробления земной коры, которые выделяются тепловыми потоками независимо от структуры и мощности земной коры.

Связь тепловых потоков с аномальным гравитационным полем. Связь между неоднородностями гравитационного и теплового полей должна базироваться на зависимости теплофизических констант от плотности и плотности от температуры. Однако, как показывает сопоставление аномалий гравитационного поля в редукции Буге с полем тепловых потоков, эта связь неоднозначна.

В пределах устойчивых древних платформ положительные аномалии силы тяжести тяготеют к выступам плотных высокометаморфизованных архейских пород, а отрицательные — к породам низкой плотности, в образовании которых существенную роль играли процессы гранитизации и метасоматоза.

Породы, слагающие верхнюю часть разреза земной коры, отличаются не только по плотности, но и по содержанию радиоактивных элементов. Высокометаморфизованные образования архея имеют низкое содержание радиоактивных элементов, а протерозойские гранитоиды — высокое. В результате между величинами тепловых потоков и полем силы тяжести создаются обратные соотношения: положительным аномалиям силы тяжести соответствуют отрицательные аномалии тепловых потоков и наоборот. Однако во многих случаях эта закономерность нарушается. Положительные аномалии гравитационного поля часто создаются массивами изверженных пород (щелочные массивы), которые характеризуются повышенной плотностью и радиоактивностью, а отрицательные ано-

малии наблюдаются в зонах развития осадочно-вулканогенных формаций, отличающихся низкой плотностью и радиоактивностью.

Положительные аномалии как теплового, так и гравитационного полей могут создаваться также в зонах с утоненной земной корой за счет повышенной теплопроводности и плотности пород мантии, занимающих приподнятое положение. Подобные неоднородности строения земной коры и верхней мантии создают достаточно большие региональные аномалии гравитационного поля и очень слабые возмущения теплового.

Иная природа корреляционной зависимости между полем тепловых потоков и аномалиями силы тяжести прослеживается в геосинклинальных областях. Здесь кроме неоднородностей земной коры на распределение тепловых полей влияют глубинные процессы. Сопоставление величины теплового потока с изменением силы тяжести по профилю через Карпаты показывает, что повышенные значения потока и силы тяжести соответствуют Паннонской впадине, пониженные — Скибовой зоне Карпат и Предкарпатскому прогибу (Кутас, Смирнов, 1974). В региональном масштабе наблюдается достаточно четко выраженное соответствие между этими полями. Однако такое соответствие еще не означает, что между ними существует генетическая связь, тем более что в пределах Складчатых Карпат корреляция уже не столь очевидна.

Если гравитационным аномалиям соответствуют повышенные значения тепловых потоков, то эту особенность поля можно увязывать с внедрением нагретых глубинных масс пониженной плотности и потоками растворов и летучих компонентов.

В Складчатых Карпатах и Предкарпатском прогибе уменьшение силы тяжести вызывается погружением фундамента и увеличением мощности осадков низкой плотности. Тепловой поток в Складчатых Карпатах сохраняет высокие значения благодаря притоку тепла из недр. Этот эффект значительно превышает экранирующее влияние осадков низкой теплопроводности.

Величина теплового потока и аномальное магнитное поле. Аномалии магнитного поля создаются слоем переменной мощности, залегающим между слоем, находящимся при температуре Кюри, и поверхностью Земли. Наибольшая дифференциация аномального магнитного поля создается за счет неравномерной намагниченности приповерхностных пород и, таким образом, не связана с распределением температур в земной коре. В областях древних платформенных режимов повышенной намагниченностью характеризуются пироксеновые и амфиболовые гнейсы, железистые кварциты, изверженные основные и ультраосновные породы, тяготеющие к глубинным разломам. Эти породы отличаются низкими концентрациями радиоактивных элементов. Слабо магнитными являются многие граниты, в которых наблюдается повышенное содержание радиоактивных элементов. В результате создается соответствие отрицательных аномалий магнитного поля повышенным значениям теплового потока и наоборот.

В некоторых случаях, особенно в зонах относительно молодой тектонической активизации, положительные аномалии геомагнитного поля совпадают с высокими тепловыми потоками. Подобные аномалии связаны с относительно молодыми интрузиями основных пород. В частности, аномалии такого типа наблюдаются в пределах Чешского массива, Закарпатского прогиба, Черного моря и в других районах.

Глубоко залегающие магнитные массы вызывают региональные аномалии, охватывающие обширные территории. Однако вопрос о выделении и природе региональных аномалий в настоящее время является еще дискуссионным. Оценка глубины залегания подошвы магнитоактивного слоя для территории СССР была выполнена, в частности, А. А. Борисовым и другими (1972). В соответствии с этой работой глубина до нижней кромки намагниченных пород находится в интервале 50—150 км. Глубины залегания изотермы Кюри для юга Сибири, Кавказа по геотермическим данным приведены на рис. 4.9 по работе Л. С. Соколовой (1975) и рис. 4.10 по расчету автора.

Корреляция высоких тепловых потоков с расположением слоев повышенной электропроводности. Методика глубинных магнитотеллурических зондирований устанавливает значительную неоднородность земной коры и верхней мантии по распределению электропроводности и сопротивления. Так, например, зона низкого электрического сопротивления установлена на глубине 40—60 км в Южно-Каспийской впадине. Она зафиксирована в прибортовой части впадины и погружается, а затем исчезает при переходе к краевым зонам. Более четко проводящий слой выделяется на глубине 40—60 км под Байкалом и в Паннонской впадине.

Характерной особенностью этих зон является высокий тепловой поток, превышающий 2,0 мккал/см^2·с. Все они представляют собой молодые депрессии с утоненной и раздробленной корой и интенсивным неоген-четвертичным вулканизмом.

Появление слоев повышенной электропроводности связано с высокими температурами и началом частичного плавления или дегидратации. Результаты измерения электропроводности пород в лаборатории в интервале температур до 1200° С показывают, что при повышении температуры электрическое сопротивление уменьшается, а электропроводность возрастает на несколько порядков. Особенно интенсивно растет электропроводность при температурах выше 800° С. Резкий скачок электропроводности наблюдается при плавлении пород (табл. 4.9).

Существенно повышает электропроводность твердых и расплавленных пород присутствие воды. Постановка совместных изучений геотермических и геоэлектрических параметров в районе Байкальского рифта, Южно-Казахстанской впадины и Камчатской депрессии позволила утвердить перспективность этого направления. Использование метода магнитотеллурических зондирований позволяет производить оконтуривание особо прогретых зон в коре и мантии. Целесообразность совместного изучения геотермических и геоэлектрических параметров подтверждается американскими исследованиями в Калифорнии.

Изучение краевого эффекта на границе океан — континент показало, что электрические

Таблица 4.9 Изменение электропроводности базальтов в процессе плавления (Хитаров и др., 1971)

Порода	Давление, кбар	Температура, °С		Электропроводность, $Ом^{-1} \cdot см^{-1}$	
		начало плавления	конец плавления	начало плавления	конец плавления
Высокоглиноземный толеит	28	1240	1430	$5{,}6 \cdot 10^{-4}$	$1{,}6 \cdot 10^{-2}$
То же	3	1160	1235	$4{,}0 \cdot 10^{-4}$	$4{,}0 \cdot 10^{-2}$
Олевиновый толеит	28	1150	1375	$1{,}66 \cdot 10^{-3}$	$1{,}26 \cdot 10^{-1}$
То же	5	1075	1155	$2{,}5 \cdot 10^{-3}$	$4{,}0 \cdot 10^{-2}$
Щелочной базальт	14	1068	1185	$2{,}0 \cdot 10^{-2}$	$2{,}0 \cdot 10^{-2}$

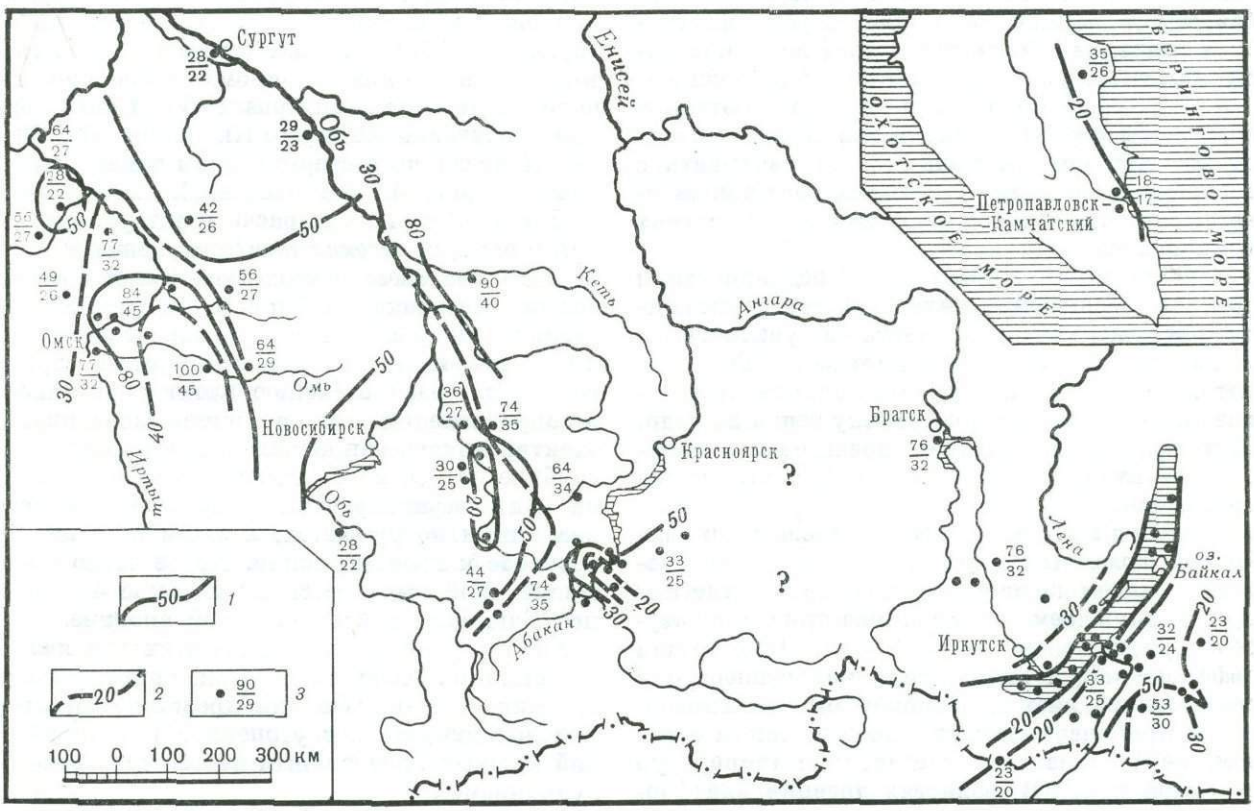


Рис. 4.9. Схема размещения изотерм 500° С и изотерм Кюри для юга Сибири (Дучков, Соколова, 1974)

Изолинии: *1* — для изотермы 500°; *2* — для изотермы Кюри (при построении использована зависимость температуры Кюри титаномагнетитов от глубины (Печерский и др., 1975)); *3* — пункты определения теплового потока (числитель — глубина изотермы 500° С, знаменатель — глубина изотермы Кюри)

токи в океане не могут объяснить аномалии магнитных вариаций на берегу. Океаническая мантия сама вызывает аномальный эффект. Проводимость верхней мантии под океаном на глубине 30 км на порядок выше, чем проводимость континентальной мантии на глубинах 200—300 км, даже в аномальных зонах. По этим данным океаническая мантия представляется более горячей, чем континентальная. Необходима постановка океанических измерений электропроводности для прояснения этой картины.

Районы, в которых выявлены слои повышенной электропроводности, характеризуются высокими тепловыми потоками и температурами. Как показывают расчеты, выполненные для Паннонской впадины и Байкальского рифта, температуры на глубине 40—60 км должны составлять 800—1000° С. Это именно тот диапазон температур, при котором наблюдается резкое уменьшение электрического сопротивления. Таким образом, появление слоев повышенной электропроводности в зонах высокого теплового потока почти однозначно объясняется температурным эффектом частичного расплавления. Поэтому повышение электропроводности является надежным индикатором зон расплава и дегидратации. Повышение электропроводности наблюдается также в зонах глубинных разломов. Этот рост электропроводности связан с миграцией глубинных растворов в ослабленных и нарушенных зонах и прямо может быть не связан с высокими температурами, хотя часто к молодым разломам тяготеют и повышенные тепловые потоки.

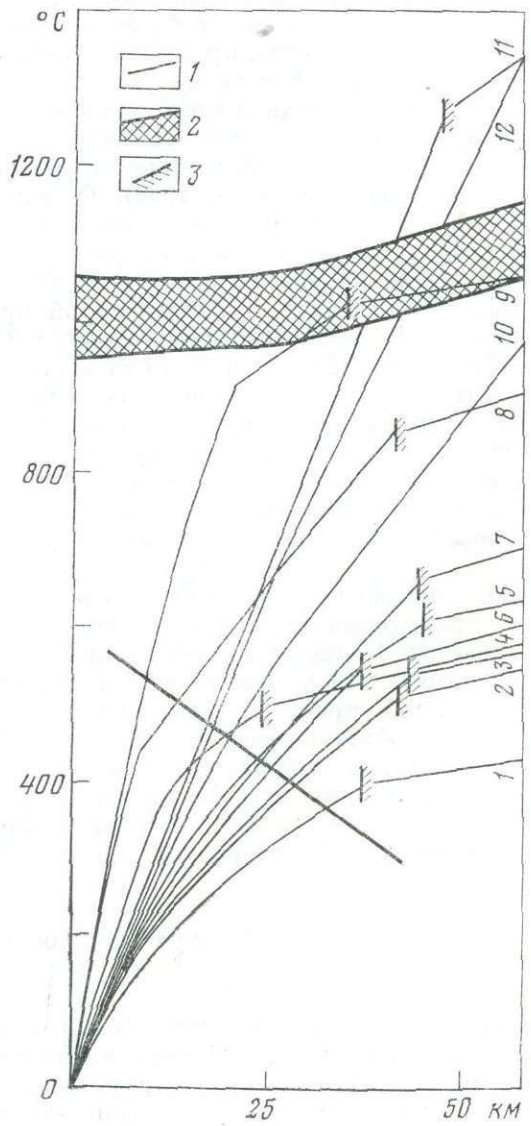
4.3.5. Зависимость аномалий тепловых потоков от гидрогеологических особенностей

В верхних частях земной коры содержится определенное количество подвижной воды. Обладая большой теплоемкостью, вода при своем движении способна быстро переносить достаточное количество тепла. На этот факт обращали внимание многие исследователи (Тепловой режим..., 1970), однако обычно трудно составить представление о количественных параметрах вклада конвективной составляющей в тепловой поток. Имеются частные решения (Огильви, 1959; Кругликов, 1963), которые не всегда могут быть использованы из-за отсутствия исходных данных для количественных расчетов (скорость движения вод, их температура, глубина проникновения и пр.).

Иногда влияние движения флюидов на распределение теплового потока можно рассматривать как эффективное увеличение или умень-

Рис. 4.10. Распределение температур по данным о тепловых потоках и генерации тепла для Предкавказья, Кавказа и внутренних морей (по расчету В. К. Власова, Е. А. Любимовой и Н. И. Аршавской)

1 — температура Кюри титаномагнетитов в зависимости от глубины (Печерский, 1975); *2* — область температур плавления базальтов (Кадик и др., 1971); *3* — положение границы Мохоровичича; цифры на кривых: *1* — Ростовский выступ; *2* — Терско-Сунженская зона поднятий; *3* — Терско-Кумская и Азово-Кубанская впадины; *4* — Черноморская впадина (центральная область); *5* — Каневско-Безанская антиклинальная зона; *6* — Западно-Кубанский передовой прогиб; *7* — Прикумская зона поднятий; *8* — Черноморская впадина (периферийные области); *9* — Южно-Каспийская впадина; *10* — мегантиклинорий Большого Кавказа; *11* — Ставропольское поднятие; *12* — области кайнозойского вулканизма (выступ Кавказских минеральных вод, Казбек)



шение теплопроводности. Результат зависит от скорости движения флюида и перепада температур или мощности интервала, в котором наблюдается циркуляция вод.

Наиболее существенные нарушения теплового поля вызываются вертикальным или наклонным дренажем вод. Такие потоки могут иметь место в зонах тектонических нарушений или в крутопадающих обводненных пластах с высокой проницаемостью.

Большое количество температурных замеров до глубин порядка 3000 м не обнаружило явных признаков влияния динамики вод на характер регионального температурного поля. Тем не менее это не означает, что такая связь отсутствует. В ряде ограниченных районов влияние гидродинамического фактора проявляется достаточно четко. Особенно это заметно в верхней части разреза, промываемого поверхностными водами. Например, заметное понижение потоков в верхней части разреза наблюдается в ряде скважин на склоне Воронежского массива, а также на южном борту Припятской впадины (Кутас, Смирнов, 1974). О влиянии вертикальной миграции вод свидетельствуют различные значения потоков по разрезу скважины: в пластах-водоупорах они на 10—15% больше, чем в пластах с повышенной проницаемостью. В бассейне подземных вод в Степном Крыму выделяется несколько водоносных горизонтов. Одним из наиболее водообильных является неокомовый горизонт, область питания которого находится в предгорьях Крымских гор, сложенных породами высокой проницаемости. Внутренняя разгрузка осуществляется в ослабленных зонах, тяготеющих к глубинным разломам. В частности, такие перетоки вод наблюдаются на Новоселовской и Красновской структурах. Здесь факт перетока хорошо устанавливается по геотермическим данным. Тепловые потоки над водоносным неокомовым горизонтом, как правило, выше, чем под ним, где они приобретают фоновые значения. Так, на Красновской структуре неокомовый горизонт залегает на глубине 689 м. Тепловой поток выше этой глубины имеет значения 2,5 мккал/см^2·с. В интервалах глубин 1900—2000 и 2400—2850 м он равен 1,7 мккал/см^2·с.

Обширная аномалия высоких тепловых потоков гидротермального происхождения охватывает всю центральную часть Тарханкутского полуострова. Колебания геотермического градиента полностью объясняются сменой литологии пород, а аномалии повышенных потоков ограничиваются тектоническими границами блоков киммерийского заложения. При этом аномалии теплового поля часто занимают секущее положение по отношению к направлению движения вод. Но на отдельных участках динамика вод, очевидно, существенно влияет на характер теплового поля.

Так, например, на участке между Бакальской и Глебовской структурами скорость движения вод составляет 6—7 см/год, средняя мощность водоносного комплекса —[около 200 м, горизонтальный градиент температуры равен 0,6°С/км. Это движение вод на Глебовской площади вызывает повышение теплового потока примерно на 30% по отношению к фоновому значению.

Особенно большое нарушение теплового режима верхних горизонтов земной коры наблюдается в зонах развития гидротерм и грязевого вулканизма. Исследования теплового потока на Апшеронском полуострове показали, что вблизи жерл грязевых вулканов величина теплового потока увеличивается в 1,5—2,0 раза. Вариации теплового потока часто коррелируют с вариациями гелиевого потока вблизи разломов, а также в областях фильтрационного переноса.

Таким образом, во многих случаях между гидрогеологическими условиями и распределением тепловых потоков наблюдается тесная корреляция. Движение подземных вод способствует перераспределению тепловой энергии. Даже при очень слабой вертикальной фильтрации происходит дополнительный вынос тепла, но формирование значительных аномалий теплового потока гидротермального происхождения возможно лишь при достаточно высоких скоростях (порядка десяти сантиметров в год и более) вертикального (или субвертикального) движения вод.

4.4. «Мохо»-геотермия и геотермический способ определения толщины литосферы

Тепловой поток на поверхности Земли и генерация тепла в слоях земной коры являются основными энергетическими характеристиками верхних слоев литосферы: тепловой поток является площадной характеристикой, генерация тепла — объемной. Знание этих двух параметров для различных блоков земной коры позволяет произвести оценки глубинных тепловых

потоков q_m, исходящих из недр мантии, а также литосферы и астеносферы, и оценить температуры T_m в нижней коре. Для произведения этой оценки необходимо знать толщину земной коры, для чего естественно использовать наиболее надежные данные ГСЗ. Значения q_m и T_m для европейской части СССР возрастают от $q_m = 0{,}4$ HFU, $T_m = 400°$ на севере до $q_m \leqslant 0{,}8$ HFU, $T_m = 800 \div 1200°$ на юге. Для юга европейской части СССР известны варианты изолиний глубины границы М, и это облегчает определение параметров q_m и T_m и дает возможность дальнейшей экстраполяции температур на уровень нижней литосферы. На этом уровне расположены предполагаемые зоны плавления, которые могут быть выявлены путем сравнения глубинных изотерм с кривыми солидуса (рис. 4.11). В этом методе точка пересечения геотерм с кривой солидуса означает глубину астеносферы. Точность метода связана не только с точностью определения теплового потока и генерации тепла, но и с тем, какую из кривых солидуса взять: «сухую», «смешанную с летучими» или «гидроидную». Сдвиг возможен до ± 80 км. Как бы то ни было, оценочные расчеты свидетельствуют, что под ядрами материков астеносфера залегает на глубинах до 200—300 км и, следовательно, литосфера континентов очень толстая. Конфигурация границы литосфера—астеносфера весьма причудлива, и наиболее резкие изменения глубин этой границы приурочены к зонам перехода одного типа коры к другому. В случае развитой конвекции в астеносфере эта граница не должна быть столь причудлива.

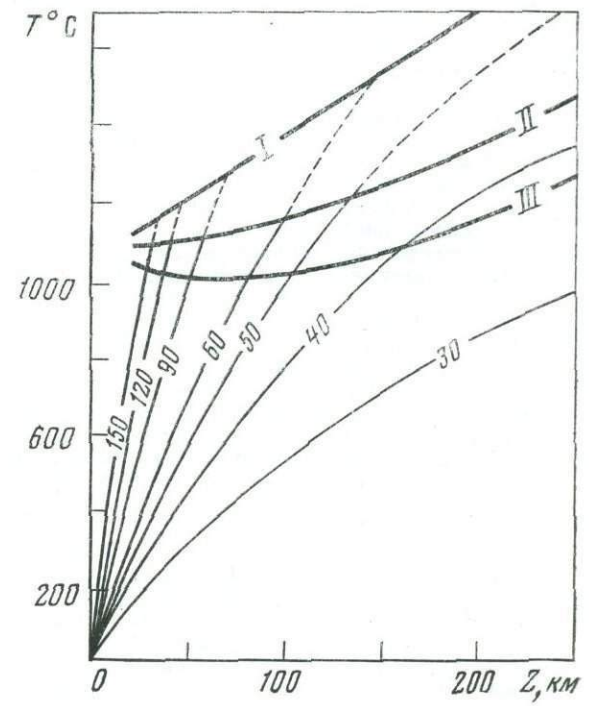
В зонах перехода должны создаваться значительные температурные неоднородности, ведущие к концентрации упругих напряжений, величина которых возрастает за счет неравномерности толщины коры и, следовательно, неравномерности ее нагрузки на мантию.

В настоящее время методика построения термических разрезов коры и мантии основана на данных о тепловых потоках, микросодержаниях урана, тория и калия и применении теорий теплопроводности. Само по себе установление однозначного геотермического разреза определенного типа коры и мантии сопряжено со значительными трудностями. Только при комплексном подходе наметилась возможность преодоления этих трудностей путем учета данных о физических параметрах, обнаруживающих большую чувствительность к температуре. К таким параметрам, как говорилось, относятся электропроводность и затухание сейсмических волн.

Таким образом, современное состояние характеризуется переходом к изучению тепловых неоднородностей и построению тепловых моделей отдельных динамических поясов, которые позволят понять их происхождение. Обнаруженные региональные аномалии тепловых потоков не укладываются в рамки квазиоднородных сферически симметричных моделей. Необходимы более целенаправленные и детальные исследования по построению профилей теплового потока в областях различной тектонической активности и аномалий глобального масштаба, которые позволили бы выявить характер сопряжения динамических и стабильных поясов Земли, взаимосвязь поверхностных и глубинных процессов, роль различного рода тектонических нарушений. Необходимо продолжить детальные изучения тепловых потоков не только в области срединных хребтов, но и Байкальского рифта, Курильской и Алеутской островных дуг, осадочных бассейнов, платформ, внутренних морей — Черного, Каспийского. Необходимо продолжить изучение процессов переноса тепла в мантии, механизмов перемещения

Рис. 4.11. Геоизотермы, соответствующие тепловым потокам (арабские цифры, мВт/м²) и кривые температур солидуса (по Chapman, Pollack, 1975)

I — в присутствии свободных летучих, *II* — в присутствии воды и летучих, *III* — в присутствии нескольких процентов воды



радиоактивных элементов, влияния скрытой теплоты фазовых переходов на длительность и устойчивость термальных циклов, форм проявления конвекции и дифференциации в мантии.

На основе массовых геотермических исследований последних пяти лет приходим к главному заключению, что помимо комплекса трех известных геотермических параметров (теплового потока, геотермического градиента и теплопроводности), обсуждавшихся ранее в качестве основных, не менее важное значение приобрела величина генерации тепла в коре. Этот параметр, обусловленный распадом радиоактивных изотопов, сам по себе также имеет комплексную природу и зависит от глубины и от того, для какого уровня ведется рассмотрение: *«верхней» или «нижней» коры.*

В результате по комплексу всех данных о термических свойствах коры, включая генерацию тепла, создается представление о разной природе «верхней» и «нижней» коры континентов. Средняя глубина «верхней» коры ограничивается 7—8 км, что близко к уровню Конрада.

Следующий по важности вывод заключается в различной степени прогретости (400 и 1200° С) поверхности Мохоровичича. Этот факт имеет глубокий смысл для геотектоники и не может не учитываться при выявлении геодинамических механизмов движения коры. Так, например, различие температур и потоков в латеральном направлении не может не вызвать концентрации термоупругих напряжений и должно влиять на сейсмичность, газовый режим Земли, *неотектонические движения.*

Литература

Глава первая

Аниконов Ю. Е., Пивоваров П. Б., Славина Л. Б. Трехмерное поле скоростей фокальной зоны Камчатки.— В кн.: Математические проблемы геофизики, вып. 5. Новосибирск, «Наука», 1974.

Белоусов В. В. Земная кора и верхняя мантия материков. М., «Наука», 1966.

Белоусов В. В. Земная кора и верхняя мантия океанов. М., «Наука», 1968.

Беляевский Н. А. Земная кора в пределах территории СССР. М., «Недра», 1974.

Бурмаков Ю. А., Егоркин А. В., Попов Е. А., Рябой В. З. Строение верхней мантии северо-восточных районов Европейской платформы по сейсмическим данным.— Докл. АН СССР, 1975, т. 224, № 1.

Бутовская Е. М., Атабаев Х. А., Фленова М. Г. Строение земной коры территории Восточного Узбекистана и сопредельных районов по сейсмологическим данным.— В кн.: Глубинное строение земной коры территории Узбекистана. Ташкент, «Фан», 1971.

Винник Л. П. Исследование мантии Земли сейсмическими методами. М., «Наука», 1976.

Виноградов А. П., Удинцев Г. Б., Дмитриев Л. В. и др. Строение рифтовой зоны Индийского океана и ее место в мировой системе рифтов.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1969, № 10.

Вольвовский И. С. Сейсмические исследования в СССР. М., «Недра», 1973.

Гамбурцев Г. А. Избранные труды. М., Изд-во АН СССР, 1960.

Геодекян А. А., Удинцев Г. Б., Баранов Б. В. и др. Коренные породы дна центральной части Охотского моря.— Сов. геол., 1976, № 6.

Геология и глубинное строение восточной части Балтийского щита. Л., «Наука», 1968.

Гутенберг Б. Физика земных недр. М., ИЛ, 1963.

Жарков В. Н., Любимов В. М. Затухание радиальных колебаний Земли.— Докл. АН СССР, 1967, т. 177, №2.

Зверев С. М., Косминская И. П., Красильникова Г. А., Микота Г. Г. Глубинное строение Исландии и Исландско-Фарерско-Шотландского региона по результатам сейсмических исследований. (НАСП-72).— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1975, № 3.

Косминская И. П., Капусян Н. К. Обобщенная сейсмическая модель коры океанического типа.— Изв. АН СССР. Физика Земли, 1975, № 2.

Крылов С. В., Мишенькин Б. П., Мишенькина З. Р. и др. Глубинное сейсмическое зондирование земной коры и верхней мантии в Балтийской рифтовой зоне.— В кн.: Методика и результаты сейсмических исследований в Сибири. Новосибирск, «Наука», 1976.

Кузин И. П. Скорости *P* и *S* волн в верхней мантии Камчатки.— Изв. АН СССР. Физика Земли, 1973, № 2.

Лукк А. А., Нересов И. А. Строение верхней части оболочки Земли по наблюдениям над землетрясениями с промежуточной глубиной очага.— Докл. АН СССР, 1965, т. 162, № 3.

Непрочнов Ю. П. Сейсмические исследования в океане. М., «Наука», 1976.

Павленкова Н. И., Бурьянов В. Б., Гордиенко В. В. Обобщенная геофизическая модель земной коры некоторых структур Украины.— Геофиз. сб., 1974, вып. 62.

Соловьев С. Л., Иващенко А. И., Соловьева О. Н. Строение коры и верхней мантии Земли на Дальнем Востоке по сейсмологическим данным. — В кн.: Проблемы строения земной коры и верхней мантии, № 7. М., «Наука», 1970.

Строение западной части Черноморской впадины. М., «Наука», 1972.

Тарраканов Р. З., Левый Н. В. Новая модель слоистого строения верхней мантии Курило-Камчатского региона — зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану по сейсмологическим данным.— В кн.: Глубинное строение Дальнего Востока по геофизическим данным. М., «Наука», 1969.

Удинцев Г. Б. Тихий океан. Геоморфология и тектоника Тихого океана. М., «Наука», 1972.

Федотов С. А., Кузин И. П. Скоростной разрез верхней мантии в области южных Курильских островов.— Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1963, № 5.

Федотов С. А., Славина Л. Б. Оценка скоростей продольных волн в верхней мантии под северо-западной частью Тихого океана и Камчаткой.— Изв. АН СССР. Физика Земли, 1968, № 2.

Aki K., Cristofersson A., Husebye E. Determination of the three-dimensional seismic structure of the lithospheer.— J. Geophys. Res., 1977, v. 82, N 2.

Aleksejev A. S., Belonosova A. V., Burmakov C. A. e. a. [Алексеев А. С., Белоносова А. В., Бурмаков С. А. и др.]. Seismic studies of low-velocity layers and horizontal inhomogeneities within the crust and upper mantle on the territory USSR.— Tectonophysics, 1973, v. 20, N 1—4.

Anderson D. L., Ben-Menahemr A., Archambeau C. B. Attenuation of a seismic energy in the upper mantle.— J. Geophys. Res., 1965, v. 70, N 6.

Archambeau C. B., Flinn E. A., Lambert D. G. Fine structure of the upper mantle.— J. Geophys. Res., 1969, v. 74, N 25.

Aric K. Krustenaufbau und die Tiefenstruktur des Reykianes-Rückens, südwestlich von Island nach refle-

xioonensseismischen Messungen.—Ergänzukgsh. Dtsch. Hydrogr. Z., 1972, Reihe A (8°), N 11.

Asada T., Shimamura H. Structure of the oceanic lithosphere as revealed by ocean—bottom seismography.— Abstrs Papers Present. Interdisciplinary Sympos. XVI Gen. Assembly IUGG. Grenoble, 1975.

Bamford D. Refraction data in Western Germany — a time-term interpretation.— Z. Geophys., 1973, v. 39.

Bamford D., Faber S., Jacobi B. e. a. A lithosphere seismic profile in Brittan. Preliminary results.— Geophys. J. Roy. Astron. Soc., 1976, v. 44.

Berckhemer H., Baier B., Bartelsen H. e. a. Deep seismic soundings in the Afar region and on the highland of Ethiopia. Proc. Intern. Sympos. Afar Region and Related Rift Problems Held in Bad Bergzabern, F. R. Germany, April 1—6, v. 1. Stuttgart, 1975.

Burk C. A., Drake C. L. (Ed.) The geology of continental margin. New York — Berlin, 1974.

Christensen N. Y., Salisbury M. H. Structure and constitution of the lower oceanic crust.— Rev. Geophys. and Space Phys., 1975, v. 13, N 1.

Clowes R. M., Kanashewich E. R. Seismic attenuation and the nature of reflecting horizons within the crust.— J. Geophys. Res., 1970, v. 75, N 32.

Der Z., Masse R., Landisman M. Effects of observational errors on the resolution of surface waves at intermediate distances.— J. Geophys. Res., 1970, v. 75, N 17.

Dziewonski A. M., Hales A. L., Lapwood E. R. Parametrically simple Earth models consistent with geophysical data.— Phys. Earth and Planet. Interiors, 1975, v. 10, N 1.

Engdahl E. Relocation of intermediable depth earthquakes in the Central Aleutians by seismic ray tracing.— Nature, 1973, 245, N 141.

Finetti J., Morelli C. Geophysical exploration of the Mediterranean Sea.— Bull. geophys. terica ed applicata, 1973, v. 15, N 60.

Forsyth D. The evolution of the upper mantle beneath midocean ridges.— Abstrs Papers Present. IAPSO Spounsored Sympos. Grenoble, 1975.

Giese P., Morelli C. Crustal structure in Italy.— Quadreni ricerca scient., 1975, N 90.

Gutenberg B. Wave velocities at depths between 50 and 600 km.— Bull. Seismol. Soc. Amer., 1953, v. 43, N 3.

Hirn A., Steinmets L., Kind K., Fuchs K. Long range profiles in Western Europe: II. Fine structure of the lower lithosphere in France (Southern Bretagne).— Z. Geophys., 1973, Bd 39.

Hirn A., Perrier G. Deep seismic sounding in the Limagne graben in approaches to taphrogenesis. H. Hills, K. Fucks (Eds.). Stuttgart, Shweizerbart, 1974.

Hirschleber H. B., Lund C. E., Meissner R. e. a. Seismic investigations along the Scandinavian «Blue Road» traverse.— J. Geophys., 1975, v. 41.

Houtz R., Ewing J. Upper crustal structure as a function of plate age.— J. Geophys. Res., 1976, v. 81, N 14.

Hussong T. M., Edwards P. B., Jonson S. H. e. a. Crustal structure of the Peru—Chile Trench: 80°—12° S latitude.— Geophys. Monogr. 19. Washington D. C. Amer. Geophys. Union, 1976.

Jacob K. H. Global tectonic implications of anomalous seismic P travel—times from the nuclear explosion Longshot.— J. Geophys. Res., 1972, v. 77, N 14.

Jordan T. H., Lynn W. S. A velocity anomaly in the lower mantle.— J. Geophys. Res., 1974, v. 79, N 17.

Julian B. R., Sengupta M. K. Seismic travel time evidence for lateral inhomogeneity in the deep mantle.— Nature, 1973, v. 242, N 5398.

Kaila K. L., Narain H., Reddy P. R., Krishna V. G. Body wave studies and the structure of the Earth's crust and upper mantle. — Bull. NGRJ, 1969, v. 8, N 3—4.

Masse R. P. Compressional velocity distribution beneath Central and Eastern North America.— Bull. Seism. Soc. Am., 1973, v. 63, N 3.

Masse R. P., Alexander S. S. Compressional velocity distribution beneath Scandinavia and Western Russia.— Geophys. J. Roy. Astron. Soc., 1974, v. 39, N 3.

Meyer R. P., Mooney W. D., Hales A. L. e. a. Project Norino III. Refraction observation across a Leading Edge, Molpelo Island to the Colombian Cordillers Occidental.— Geophys. Monogr., 19. The Geophysics of the Pacific Basin and its Margin. Washington D. C., Amer. Geophys. Union, 1976.

Mitronovas W., Isacks B. Seismic velocity anomalies in the upper mantle beneath the Tonga—Hermadec island arc.— J. Geophys. Res., 1971, v. 76, N 29.

Molnar P., Oliver J. Lateral variations of attenuation in the upper mantle and discotinuities in the lithosphere.— J. Geophys. Res., 1969, v. 74.

Neprochnov Yu. P., Kosminskaya I. P., Malovitsky Ya. P. (Непрочнов Ю. П., Косминская И. П., Маловицкий Ю. П.) Structure of the crust and upper mantle of the Black and Caspian Seas.— Tectonophysics, 1970, v. 10.

Oliver J., Dobrin M., Kaufman S. e. a. Continuos seismic reflection profiling of deep basement. Hardeman Caunt Texas, Geodinamics Project U. S. Progress Report, 1975.

Orcutt J. A., Kennett B. L. M. Structure of the East Pacific Rise from an ocean bottom seismometer survey.— Geophys. J. Roy. Astron. Soc., 1976, v. 45.

Raitt R. W. The crustal rocks. The Sea, v. 3. M. K. Hill (Ed.). New York, Intersci., 1963.

Raitt R. W., Shorir G. G., Morris G. B., Kirk H. K. Mantle anisotropy in the Pacific ocean.—Tectonophysics, 1971, v. 12.

Sacks J. S. Litosphere, astenosphere and volcanism in the Japan and South American volcanic areas.— Abstrs Papers Present. Interdisciplinary Sympos. XVI Gen. Assembly IUGG. Grenoble, 1975.

Sellevol M. A. Mohorovicic discontinuity beneath Fennoscandia and adjacent parts of the Norwegian Sea and the North Sea.— Tectonophysics, 1973, v. 20, N 1—4.

Sollogub V. B., Grin N. E., Gontovaya L. I. (Соллогуб В. Б., Грин Н. Е., Гонтовая Л. И.) On application of stacking method of deep crustal structure studies.— Boll. geofis. teorrea ed applicata, 1975, v. 17, N 65.

Solomon S. C. Shear wave attenuation and melting beneath Mid-Atlantic ridge.— J. Geophys. Res., 1973, v. 78, N 26.

Talwani M., Le Pichon X., Ewing M. Crustal structure of the Mid-Ocean Ridge. Computed model from gravity and seismic refraction data.— J. Geophys. Res., 1965, v. 70, N 2.

Utsu T. Seismological evidence for anomalous structure of island arcs with special reference to the Japanese region.— Revs Geophys. and Space Phys., 1971, v. 9, № 4.

Vinnik L. P., Lukk A. A., Nersesov I. L. (Винник Л. П., Лукк А. А., Нерсесов И. Л.) Nature of the intermediate deep seismic zone of Pamir—Hindu—Kush.— Tectonophysics, 1977, v. 38, N 1.

Wickens A. J. 1971. Variations in lithospheric thickness in Canada.— Canad. J. Earth. Sci., 1971, v. 8, N 9.

Winkler H. G. Die Genese der metamorphen Gesteine. Berlin, 1965.

Woollard G. P. The interrelationships of crustal and upper

mantle parameter values in the Pacific.— Revs Geophys. and Space Phys., 1975, v. 13, N 1.
Woollard G. P. Regional changes in gravity and their relation to crustal parameters.— In: Volcanos an tectonosphere. H. Aoki, S. Gizuka (Eds.). Tokai Univ. Press, 1976.
Woollard G. P., Hanna V. M. An analysis of factors controlling gravity and its prediction in the Atlantic ocean.— Final Rept Contract DMA 700—74—C—0192. Hawaii Inst. Geophys. Univ. Hawaii, 1976.

Глава вторая

Абрамович И. И., Клушин И. Г. Вариации состава раннегеосинклинальных гранитоидных комплексов и особенности глубинного строения земной коры.— Сов. геол., 1974, № 9.
Авапова Г. В., Гайнанов А. Г., Калинина Е. П., Строев П. А. Опыт статистического описания морских геофизических профилей.— В кн.: Морская геология и геофизика, т. 4. Рига, «Зинатне», 1974.
Алексидзе М. А., Картвелишвили К. М. Нормальная формула силы тяжести для региональной геологической интерпретации гравиметрических данных.— Сообщ. АН ГССР, 1975, т. 79, № 3.
Андреев А. А. Геологическая структура о. Сахалин по результатам комплексной интерпретации гравиметрических данных. Автореф. дис. на соискание учен. степени канд. геол.-мин. наук. Новосибирск, 1974. (Ин-т геологии и геофизики СО АН СССР).
Андреев А. П., Кунин Н. Я. Глубинное сейсмическое зондирование и вопросы изостазии.— Изв. АН СССР. Физика Земли, 1973, № 8.
Андреев Б. А. Геофизические методы в региональной структурной геологии. М., Госгеолтехиздат, 1960.
Аронов В. И. Основные вопросы теории и практики обработки аномалий силы тяжести при произвольном рельефе поверхности наблюдений. Автореф. дис. на соискание учен. степени д-ра физ.-мат. наук. М., 1972. (Ин-т физики Земли АН СССР).
Артемьев М. Е. Планетарные и зональные неоднородности в верхней мантии и их связь с особенностями региональной тектоники.— В кн.: Связь поверхностных структур земной коры с глубинными. Киев, «Наукова думка», 1971.
Артемьев М. Е. Изостазия территории СССР. М., «Наука», 1975.
Артемьев М. Е., Досымов А. Изостазия Средней Азии.— Изв. АН СССР. Физика Земли, 1974, № 11.
Артемьев М. Е., Кабанов Ю. Ф., Юнаковская Ю. В. Опыт геологической интерпретации изостатических аномалий на примере палеозоид Центрального Казахстана.—Изв. АН СССР. Физика Земли, 1972, №10.
Балабушевич И. А. Высшие производные потенциалы силы тяжести и возможности их использования в геологической гравиметрии. Киев, Изд-во АН УССР, 1963.
Балабушевич И. А. Припятский грабен. Киев, 1965.
Балавадзе Б. К. К построению модели земной коры Кавказа и сопредельных акваторий.— Изв. АН СССР. Физика Земли, 1975, № 2.
Белеловский М. Л. Региональная подсолевая структура антиклинальных зон Таджикской депрессии по геофизическим данным. Автореф. канд. дис. на соискание учен. степени канд. геол.-мин. наук. М., 1975. (ВНИГНИ).
Беляевский Н. А. Земная кора в пределах территории СССР. М., «Недра», 1974.
Беляевский Н. А. Корреляционные зависимости между аномалиями силы тяжести Буге, границами в земной коре и глубинами до поверхности Мохоровичича.— В кн.: Глубинное строение земной коры. М., 1975.
Борисов А. А. Глубинная структура территории СССР по геофизическим данным. М., «Недра», 1967.
Борисов А. А., Успенский Д. Г. Гравиметрический метод изучения глубинного строения земной коры и верхней мантии.— В кн.: Кора и верхняя мантия Земли. М., Изд-во МГУ, 1975.
Ботт М. Внутреннее строение Земли. М., «Мир», 1974.
Боуин К. Сила тяжести над желобами и рифтами.— В кн.: Окраины континентов и островные дуги. М., «Мир», 1970.
Боярский Э. А., Коган М. Г. Гравиметрия.— В кн.: Итоги науки. Геофизика, 1969. М., ВИНИТИ, 1970.
Буданов В. Г., Гайнанов А. Г., Коган Л. И. и др. Геофизические исследования глубинного строения земной коры и мантии в рифтовых зонах Атлантического океана.— В кн.: Проблемы рифтогенеза. Иркутск, Вост.-Сиб. филиал АН СССР, 1975.
Буланже Ю. Д., Балавадзе Б. К., Субботин С. И. и др. Геофизические поля. Гравитационное поле.—В кн.: Земная кора и история развития Черноморской впадины. М., «Наука», 1975.
Булах Е. Г. Автоматизированная система интерпретации гравитационных аномалий. Киев, 1973.
Булмасов А. П., Зорин Ю. А. Некоторые вопросы интерпретации изостатических аномалий силы тяжести.— В кн.: Изостазия. М., «Наука», 1973.
Бурьянов В. Б., Павленкова Н. И. О строении земной коры Горного Крыма.— Сов. геол., 1974, № 7.
Вацилов Ю. Я. Глубинные гравиметрические исследования (с помощью билогарифмических палеток). М. «Наука», 1973.
Волож Ю. А., Сапожников Р. Б., Циммер В. А. Строение земной коры Прикаспийской впадины.— Сов. геол., 1975, № 11.
Гайнанов А. Г., Исаев Е. Н., Строев П. А., Ушаков С. А. Изостазия и глубинная структура коры в зоне перехода от северо-восточной части Азиатского материка к Тихому океану.— В кн.: Земная кора островных дуг и дальневосточных морей. М., «Наука», 1972.
Гайнанов А. Г., Корякин Е. Д. Региональные аномалии силы тяжести Атлантического океана.— В кн.: Морские гравиметрические исследования, вып. 8. М., Изд-во МГУ, 1975.
Гайнанов А. Г., Корякин Е. Д., Пантелеев В. Л. Результаты гравиметрических определений в 10-м рейсе нис «Академик Курчатов».— В кн.: Морские гравиметрические исследования, вып. 8. М., 1975.
Гайнанов А. Г., Мелихов В. Р., Полякова Л. П. Гравиметрические исследования строения дна северной Атлантики в VI рейсе нис «Академик Курчатов».— Вестн. МГУ. Геология, 1972, № 5.
Гайнанов А. Г., Строев П. А., Федынский В. В. Гравитационное поле и строение земной коры Тихого океана.— Вестн. МГУ. Геология, 1974, № 5.
Гинтов О. Б. О геологической природе Голованевского гравитационного максимума Украинского щита.— В кн.: Вопросы геофизических исследований на Украине. Киев, «Наукова думка», 1972.
Гинтов О. Б. Кольцевые структуры докембрия Украины.— Геотектоника, 1973, № 5.
Гласко В. Б. Некоторые математические вопросы интерпретации геофизических наблюдений. Автореф. дис. на соискание учен. степени д-ра физ.-мат. наук. М., 1972. (МГУ).
Голиздра Г. Я. Об изостатическом равновесии земной коры Украины.— Изв. АН СССР. Физика Земли, 1972, № 10.

Голиздра Г. Я. Современное состояние и перспективы комплексирования гравитационного и сейсмического методов при изучении земной коры и верхней мантии.— В кн.: Материалы расширенных заседаний Общемосковского семинара по гравиметрии 1 и 2.II 1973 г. Деп. в ВИНИТИ, № 2374. М., 1974а.

Голиздра Г. Я. Методика интерпретации геофизических исследований глубинного строения Украины.— Геофиз. сб., 1974б, вып. 61.

Голиздра Г. Я. О комплексной интерпретации гравитационного и сейсмического полей.— Докл. АН УССР. Сер. Б., 1975, № 12.

Гордиенко В. В. Радиогенный тепловой поток территории Украины.— Докл. АН УССР. Сер. Б, 1972, № 7.

Грачев А. Ф., Кулаков Ю. Н., Литинский В. А. Выражение новейших структурных форм в гравитационном поле.— В кн.: Геоморфология и геофизика. Л., «Наука», 1972.

Грушинский Н. П., Сажина Н. Б. Гравитационная разведка. М., «Недра», 1972.

Грушинский Н. П., Сажина Н. Б. Высокоточные абсолютные определения силы тяжести и перспективы развития мировой опорной сети.— В кн.: Морские гравиметрические исследования, вып. 7. М., 1973.

Гутерман В. Г., Старостенко В. И., Яценко Ю. П. О генезисе срединно-океанических хребтов.— Геофиз. сб., 1971, вып. 44.

Дабижа А. И., Мелихов В. Р. О слоисто-блоковом строении земной коры Московской синеклизы (по профилю Череповец — Меленки).— Вестн. МГУ. Геология, 1975, № 4.

Делингер П. Гравитационное поле Тихого океана и его связь с рельефом и геологическим строением.— В кн.: Земная кора и верхняя мантия. М., «Мир», 1972.

Деменицкая Р. М. Кора и мантия Земли. М., «Недра», 1975.

Джеффрис Г. Земля. М., ИЛ, 1960.

Жданов М. С., Шрайбман В. И. Корреляционный метод разделения геофизических аномалий. М., «Недра», 1973.

Земная кора. М., ИЛ, 1957.

Земная кора и верхняя мантия. М., «Мир», 1972.

Зиц А. Аэромагнитные исследования земной коры в США.— В кн.: Земная кора и верхняя мантия. М., «Мир», 1972.

Зорин Ю. А. Новейшая структура и изостазия Байкальской рифтовой зоны и сопредельных территорий. М., «Наука», 1971.

Зорин Ю. А., Новоселова М. Р., Турутанов Е. Х., Кальнинг О. Г. Структура Ципинской (Баунтовской) и Ципиканской рифтовых впадин по гравиметрическим данным.— Геол. и геофиз., 1975, № 8.

Иванов В. К. О линейных некорректных задачах.— Докл. АН СССР, 1962, т. 145, № 2.

Изучение тектоники докембрия геолого-геофизическими методами. М., «Недра», 1972.

Кан М. А. Определение фигуры Земли и аномалий массы по возмущениям орбит искусственных спутников.— В кн.: Земная кора и верхняя мантия. М., «Мир», 1972.

Каан М. А. К вопросу определения аномалий силы тяжести по наблюдениям спутников.— В кн.: Использование искусственных спутников для геодезии. М., «Мир», 1975.

Каратаев Г. И. и др. Методика комплексной геологической интерпретации гравитационных и магнитных аномалий. Новосибирск, «Наука», 1973.

Каула У. М. Тектоника и гравитационное поле Земли.— В кн.: Природа твердой Земли. М., «Мир», 1975.

Клушин И. Г. Взаимосвязь тектонических движений и магматизма Земли на основе вариационного принципа наименьшего действия.— Зап. Ленингр. горного ин-та, 1963, т. 46, вып. 2.

Козленко В. Г. О принципах интерпретации геолого-геофизических данных в условиях Днепровско-Донецкой впадины.— В кн.: Геофизические исследования на Украине. Киев, «Техніка», 1972.

Козленко В. Г. Интерпретация методом моделирования данных КМПВ и гравиметрии в Днепровском грабене.— Геофиз. сб., 1975, вып. 66.

Козленко В. Г., Шен Э. Л., Лейбович С. Х. Некоторые данные о природе Лохвицкого максимума.— В кн.: Геофизические исследования на Украине. Киев, «Техніка», 1970.

Красовский С. С. Моделирование структур земной коры и верхней мантии.— В кн.: Проблемы физики Земли на Украине. Киев, «Наукова думка», 1975.

Красовський С. С., Козленко В. Г., Старостенко В. І. До вивчення земної кори України.— Вісник АН УРСР, 1974, № 2.

Красовский С. С., Старостенко В. И. О принципах количественной интерпретации гравитационного поля.— В кн.: VII Всесоюз. научно-техн. геофиз. конференция. Сек. гравиметрии и магнитометрии. М., 1972.

Крылов С. В. Сравнение глубинного строения Западно-Сибирской и Туранской плит по данным ГСЗ.— Геол. и геофиз., 1971, № 3.

Лаврентьев М. М. О некоторых некорректных задачах математической физики. Новосибирск, Изд-во СО АН СССР, 1962.

Ладынин А. В. Вопросы методики вычисления и геологического истолкования гравитационных аномалий Грааф — Хантера.— В кн.: Земная кора складчатых областей юга Сибири. Новосибирск, «Наука», 1970.

Ладынин А. В. Особенности изостазии горных областей юга Сибири и их связь с новейшими и современными движениями.— В кн.: Изостазия. М., «Наука»,1973а.

Ладынин А. В. К методике изучения плотностной неоднородности верхней мантии.— Геол. и геофиз., 1973б, № 6.

Литвиненко О. К., Апирубите Р. А., Файтельсон А. Ш. Об интерпретации результатов региональных гравиметрических съемок с помощью ЭВМ (на примере Балтийской синеклизы).— Сов. геол., 1971, № 4.

Лопатина Н. П. Глубинные аномалии силы тяжести территории СССР.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1971, № 5.

Лопатина Н. П., Рябой В. З. Скоростные и плотностные неоднородности верхней части мантии территории СССР.— Докл. АН СССР, 1972, 207, № 2.

Люстих Е. Н. Изостазия и изостатические гипотезы. М., Изд-во АН СССР, 1957.

Магницкий В. А. Внутреннее строение и физика Земли. М., «Недра», 1965.

Малахов А. Гравитационные аномалии вулканических районов.— В кн.: Земная кора и верхняя мантия. М. «Мир», 1972.

Маловичко А. К., Тарунина О. Л. Высшие производные гравитационного потенциала и их применение при геологической интерпретации аномалий. М., «Недра», 1972.

Мартин Р. В., Янг Ф. Д. Организация геофизической службы управления информацией.— В кн.: Использование искусственных спутников для геодезии. М., «Мир», 1975.

Мещеряков Г. А. О наличии горизонтальных неоднородностей в теле Земли.— Изв. АН СССР. Физика Земли, 1970, № 3.

Мещеряков Г. А., Дейнека Ю. П. Использование стоксовых постоянных Земли при построении ее глобальных механических моделей. — Studia geoph. et geod., 1975, 19.

Моисеенко Ф. С. Взаимосвязь глубинного и приповерхностного строения земной коры. Новосибирск, «Наука», 1971.

Морсин П. И. Природа интегрального аномального поля силы тяжести в редукции Буге.— В кн.: Методы комплексн. геол.- геофиз. изучения тектонического строения складчатых областей палеозойского возраста. Тезисы докл. Науч. семинара по проблеме комплексной интерпретации геол.- геофиз. данных. Новосибирск, 1974.

Нерсесов И. Л., Артемьев М. Е., Досымов А. Выделение плотностных неоднородностей литосферы высокогорных районов Средней Азии по данным гравиметрии и сейсмологии.— Изв. АН СССР. Физика Земли, 1975, № 5.

Никольский Ю. И., Милай Г. А., Коган Л. З. Геолого-геофизические исследования тектоники, магматизма и металлогении Кавказа. Л., «Недра», 1975.

Окраины континентов и островные дуги. М., «Мир», 1970.

Павленкова Н. И. Волновые поля и модель земной коры. Киев, «Наукова думка», 1973.

Павленкова Н. И., Пилипенко В. Н., Роман В. А. Методика составления скоростных разрезов земной коры. Киев, «Наукова думка», 1972.

Павленкова Н. И., Бурьянов В. Б., Гордиенко В. В. Обобщенная геофизическая модель земной коры некоторых геоструктур Украины.— Геофиз. сб., 1974, вып. 62.

Павлов Ю. А., Сычев П. Н., Туезов И. К. и др. Аномальные гравитационные поля дальневосточных морей и северо-западной части Тихого океана.— В кн.: Земная кора островных дуг и дальневосточных морей. М., «Наука», 1972.

Павлов Ю. А., Семакин В. П. Изостазия и сейсмичность Восточно-Азиатской переходной зоны.— В кн.: Изостазия. М., «Наука», 1973.

Павлов Ю. А., Строев П. А. Рельеф подошвы и мощность земной коры в Беринговом море по гравиметрическим данным.— В кн.: Морские гравиметрические исследования, вып. 8. М., Изд-во МГУ, 1975.

Петрушевский Б. А. О геотектоническом соотношении Средиземноморского и Тихоокеанского складчатых поясов.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1970, № 2.

Проблемы физики Земли на Украине. Киев, «Наукова думка», 1975.

Пузырев Н. Н., Крылов С. В., Мишенькин Б. П. и др. Структура земной коры рифтовых зон.— В кн: Глубинное строение и геофизические особенности структур земной коры и верхней мантии. М., 1975.

Соллогуб В. Б. Глубинные сейсмические зондирования на Украине.— Геофиз., сб., 1972, вып. 48.

Старостенко В. И. Аналитическое решение прямой задачи гравиметрии для тела сложной формы в случае линейного изменения избыточной плотности с глубиной.— Докл. АН УССР. Сер. Б, 1968, № 6.

Старостенко В. И. Регуляризирующие алгоритмы нелинейного программирования.— В кн.: Проблемы физики Земли на Украине. Киев, 1975.

Стейси Ф. Физика Земли. М., «Мир», 1972.

Страхов В. Н. О методе подбора при решении обратных задач гравиметрии и магнитометрии.— Докл. АН УССР. Сер. Б., 1975а, № 11.

Страхов В. Н. Об условиях однозначного определения границ раздела двумерных слоистых сред по данным гравитационных наблюдений.— Докл. АН УССР. Сер. Б. 1975б, № 12.

Страхов В. Н. О единственности решения плоской обратной задачи потенциала для распределений масс с кусочно-постоянной или кусочно-переменной плотностью.— Докл. АН УССР. Сер. Б, 1976, № 3.

Страхов В. Н., Лапина М. И., Кузнецова О. А. О прямых задачах гравиметрии и магнитометрии.— В кн.: Прикладная геофизика, вып. 75. М., «Недра», 1974.

Строение континентальной земной коры на территории СССР. Л., «Недра», 1974 (Труды ВСЕГЕИ, вып. 211).

Субботин С. И., Наумчик Г. Л., Рахимова И. Ш. Мантия Земли и тектогенез. Киев, «Наукова думка», 1968.

Субботин С. И., Старостенко В. И. О координации работ и подготовке к изданию монографии по проблеме «Гравитационная модель земной коры и верхней мантии».— Геофиз. сб., 1975, вып. 65.

Сурков В. С., Морсин П. И. Определение мощности земной коры на основе гипотезы изостазии (на примере Алтае-Саянской складчатой области).— Геол. и геофиз., 1971, № 10.

Тальвани М., Ле Пишон Кс. Гравитационное поле над Атлантическим океаном.— В кн.: Земная кора и верхняя мантия. М., «Мир», 1972.

Тарков А. П. Глубинное строение Воронежского массива по геофизическим данным. М., «Недра», 1974.

Тихонов А. Н. О некорректно поставленных задачах.— В кн.: Вычислительные методы и программирование, вып. 8. М., Изд-во МГУ, 1967.

Тихонов А. Н., Арсенин В. Я. Методы решения некорректных задач. М., «Наука», 1974.

Тихонов А. Н., Гласко В. Б. О применении метода регуляризации в задачах геофизической интерпретации.— Изв. АН СССР. Физика Земли, 1975, № 1.

Туезов И. К. Неоднородности верхней мантии азиатской окраины Тихого океана.— Докл. АН СССР, 1974, т. 219, № 1.

Уоргел Ж. Глубинная структура окраин материков и срединно-океанических хребтов.— В кн.: Геология и геофизика морского дна. М., «Мир», 1969.

Ушаков С. А., Красс М. С. Сила тяжести и вопросы механики недр Земли. М., «Недра», 1972.

Ушаков С. А., Федынский В. В., Шабалин Н. А. Геофизические данные о природе рифтовых зон.— Вестн. МГУ. Геология, 1972, № 3.

Федынский В. В., Мелихов В. Р., Гилод Д. А. и др. Повышение эффективности гравиметрии и магнитометрии в изучении геологического строения платформенных областей с глубоко погруженным фундаментом.— Вестн. МГУ. Геология, 1975а, № 4.

Федынский В. В., Соколов Б. А., Страхова Н. А., Фельдт Г. В. Средне-Русский авлакоген — древний аналог современных рифтовых образований.— Сов. геол., 1975б, № 1.

Физика Земли, т. 1. Итоги науки и техники. М., ВИНИТИ, 1974.

Фотиади Э. Э., Каратаев Г. И. Многопризнаковый геотектонический анализ региональных геофизических данных методами дискретной математики.— Геол. и геофиз., 1968, № 11.

Фотиади Э. Э., Каратаев Г. И., Моисеенко Ф. С. Некоторые региональные особенности глубинного строения земной коры территории СССР в свете геофизических данных.— Геол. и геофиз., 1965, № 10.

Фотиади Э. Э., Ладынин А. В. Состояние и геологические задачи комплексных геофизических исследований глубинного строения литосферы на территории Сибири и Дальнего Востока СССР.— Геол. и геофиз., 1974, № 5.

Халевин Н. И. Глубинное строение Урала и сопредель-

ных регионов по геофизическим данным.— Геотектоника, 1972, № 6.

Херрин Ю. Региональные изменения скорости волн *P* в верхней мантии под Северной Америкой.— В кн.: Земная кора и верхняя мантия. М., «Мир», 1972.

Цирульский А. В. О решении прямой и обратной задачи гравиразведки.— Изв. АН СССР. Физика Земли, 1974, № 7.

Чекунов А. В. Структура земной коры и тектоника юга Европейской части СССР. Киев, «Наукова думка», 1972.

Шалаев С. В. Геологическое истолкование геофизических аномалий с помощью линейного программирования. Л., «Недра», 1972.

Юров Ю. Г. Некоторые сейсмические особенности изостатически уравновешенных моделей земной коры.— В кн.: Земная кора окраин материков и внутренних морей. М., «Наука», 1975.

Юров Ю. Г., Ефимкина З. Н. Результаты сопоставления данных ГСЗ и гравиметрии.— В кн.: Изостазия. М., «Наука», 1973.

Bonjer K., Fuchs K., Prodehl C. Geophysical investigations of the Rhinegraben rift system. Rifting problems. Irkutsk, 1975.

Case J. E., Barnes L., Gabriel Paris Q., Humberto Gonsales I. Trans-Andean geophysical profil, Southern Colombia.— Bull. Geol. Soc. America, 1973, v. 84, N 9.

Choudhury S. K. Gravity and crustal thickness in the Indo — Gangetic plains and Himalayan region, India. Geophys. J. Roy. Astron. Soc., 1975, v. 40, N 3.

Discussion on the paper: «Gravititational evidence for a low-density mass beneath the Galapagos Island.»— Science, 1974, v. 184, N 4138.

Dorman L. M., Lewis B. T. Experimental isostasy.— J. Geophys. Res., 1970, v. 75, N 17.

Fairhead J. D., Girdler R. W. The seismicity of the east African rift system.— Tectonophysics, 1972, v. 15, N 1—2.

Gaposchkin E. M. Earth's gravity field to the eighteenth degree and geocentric coordinates for 104 stations from satellite and terrestrial data.— J. Geophys. Res., 1974, v. 79, N 35.

Girdler R. W. The relationship of the Red Sea to the East African rift system.— Quart. J. Geol. Soc., 1958, N 114.

Girdler R. W. The great negative Bouguer gravity anomaly over Africa.— Trans. Amer. Geophys. Union, 1975, v. 56, N 8.

Groten E. Some problems of large-scale gravity interpretation. — J. Geophys., 1975, v. 41, N 6.

Grow J. A., Bowin C. O. Evidence for high-density crust and mantle beneath the Chile trench due to th, descending lithosphere.— J. Geophys. Res., 1975, v. 80, N 11.

Hammer S. Deep gravity interpretation by stripping.— Geophysics, 1963, v. 28, N 3.

Jacoby W. R. Isostasy and density distribution in the crustal and upper mantle.— J. Geophys., 1973, v. 39, N 1.

Kaula W. M. Geophysical implications of satellite determinations of the earth's gravitational field.— Space Sci. Rev., 1967, v. 7.

Kearey P. Gravity and seismic reflection investigations into the crustal structure of the Aves ridge, Eastern Caribbean. — Geoph. J. Roy. Astron. Soc., 1974, v. 38, N 3.

Kivioja L. A. The effect of topography and its isostatic compensation on free-air anomalies.— Inst. Geol. Photogram. Cartogr. Rept, 1963, v. 28.

Klushin I. G., Abramovich I. I. (Клушин И. Г., Абрамович И. И.) The form of geoid, seismicity and composition of mantle magmas products.— Abstrs Papers XVI Gen. Assembly, IUGG. Grenoble, 1975.

Kogan M. G. (Коган М. Г.) Gravity field of the Kuril—Kamchatka arc and its relation to the thermal regime of the lithosphere.— J. Geophys. Res., 1975, v. 80, N 11.

Makris J. Crustal structure of the Aegean Sea and the Hellenides obtained from geophysical surveys.— J. Geophys., 1975, v. 41, N 4.

Makris J., Zimmermann J., Balan A., Lebras A. Gravity study of the Djibouti area.—Tectonophysics, 1975, N 2.

Masaru K. Gravity anomalies in east Nepal and their implications to the crustal structure of the Himalayas.— Geophys. J. Roy. Astron. Soc., 1974, v. 39, N 2.

McGinnis L. D. Gravity fields and tectonics in the Hindukush. — J. Geophys. Res., 1971, v. 76, N 8.

McKenzie D. P. Some remarks on heat flow and gravity anomalies. — J. Geophys. Res., 1967, v. 72, N 24.

Ocola L. C., Meyer R. P. Central North American rift system. Structure of the axial zone from seismic and gravimetric data.— J. Geophys. Res., 1973, v. 78, N 23.

Ramberg J. B., Smithson S. B. Gravity interpretation of the Southern Oslo graben and adjacent precambrian rocks, Norway.— Tectonophysics, 1971, v. 11, N 6.

Rapp R. H. The Earth's gravity field.— Geophys. Surv., 1975, v. 2, N 2.

Searle R., Gouin P. A gravity survey of the central part of the Ephiopian rift valley.— Tectonophysics, 1972, v. 15, N 1—2.

Tarakanov Ju. A., Vinnik L. P. (Тараканов Ю. А., Винник Л. П.) On the thermal nature of the largest undulations of geoid. — Abstrs Papers XVI Gen. Assembly IUGG. Grenoble, 1975.

Watts A. B., Cochran J. R. Gravity anomalies and flexure of the littosphere along the Hawaiian-Emperer Seamount chain.— Geophys. J. Roy. Astron. Soc., 1974, v. 38, N 1.

Watts A. B., Talwani M. Gravity anomalies sea ward of deep-sea trenches and their tectonic implications.— Geophys. J. Roy. Astron. Soc., 1974, v. 36, N 1.

Woollard G. P. Standartization of gravity measurements.— Geophys. Monogr. 13. Washington, Amer. Geophys. Union, 1969a.

Woollard G. P. Regional variations in gravity.— Geophys. Monogr. 13. Washington, Amer. Geoph. Union., 1969b.

Woollard G. P. The interrelationships of crustal and upper mantle parameter values in the Pacific.— Revs. Geophys. and Space Phys., 1975, v. 13, N 1.

Глава третья

Багина О. Л., Карпова О. В., Лившиц Л. Д., Петрова Г. Н. Изменение природного титаномагнетита при высоких температурах и давлениях.— Изв. АН СССР. Физика Земли, 1970, № 2.

Булина Л. В. Строение континентальной коры на территории СССР.— В кн.: Строение континентальной коры на территории СССР. Л., «Недра», 1974.

Гельман М. Л. Триасовая диабазовая формация Анюйской зоны (Чукотка).— Геол. и геофиз., 1973, № 2.

Геохронология СССР. Т. 3. Новейший этап. Л., 1974.

Гинтов О. Б. Кольцевые структуры докембрия Украины.— Геотектоника, 1973, № 5.

Горшкова Т. А., Симоненко Т. Н. О морфологии магнитного поля материков и океанов.— Бюл. МОИП, Отд. геол., 1974, № 4.

Карасик А. М., Аномальное магнитное поле Евразий-

ского бассейна Северного Ледовитого океана.—Докл. АН СССР, 1973, т. 211, № 1.

Карасик А. М., Рождественский С. С., Донец Е. Г. Структура аномального магнитного поля и геометрия разрастания гребня юго-западной части хребта Мона.— Изв. АН СССР. Физика Земли, 1975, № 2.

Лутц Б. Г. Проблемы строения земной коры и верхней мантии. М., «Наука», 1970.

Лыков А. В., Печерский Д. М. Р-Т область устойчивости ферромагнитных минералов в базальтах по магнитометрическим данным. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1976, № 12.

Маак Р. О периодах оледенения и следах оледенения в Бразилии. — В кн.: Проблемы перемещения материков. М., ИЛ, 1963.

Международная тектоническая карта Европы в масштабе 1 : 2 500 000, 1962. Составлена под руководством Н. С. Шатского, Г. Штилле.

Мейерхофф А., Мейерхофф Г. Новая глобальная тектоника — основные противоречия.— В кн.: Новая глобальная тектоника (тектоника плит). М., «Мир», 1974.

Молостовский Э. А. К вопросу об изменениях магнитного поля Земли в поздней перми и раннем триасе и их корреляция с геологическими явлениями.— Материалы VIII конф. по постоянному геомагнитному полю и палеомагнетизму, ч. 2. Киев, 1990.

Субботин С. И., Соллогуб В. Б., Чекунов А. В. Строение и эволюция земной коры Украины и сопредельных регионов Тетиса в свете новых представлений.— Геофиз. сб., вып. 70, 1976.

Трухин В. И. Введение в магнетизм горных пород. М., Изд-во МГУ, 1973.

Федынский В. В., Рассохо А. И., Деменицкая Р. М. и др. О структуре аномального магнитного поля юго-западной части хребта Мона. — Докл. АН СССР, 1975, т. 223, № 3.

Храмов А. Н. Палеомагнитная корреляция осадочных толщ. Л., Гостоптехиздат, 1958.

Храмов А. Н., Гончаров Г. И., Комиссарова Р. А. и др. Палеомагнетизм палеозоя. Л., «Недра», 1974.

Шейнманн Ю. М. Некоторые индуктивные закономерности, вытекающие из палеомагнитных измерений.— Изв. АН СССР. Физика Земли, 1975, № 1.

Atwater T., Mudie J. D. Detailed near-bottom geophysical study of the Gorda Rise.— J. Geophys. Res., 1973, v. 78, N 35.

Avery O. E., Burton C. D., Heirtzler J. R. An aeromagnetic survey of the Norwegian Sea.— J. Geophys. Res., 1968, v. 73, N 14.

Burakov K. S., Gurary G. Z., Khramov A. N. e. a. (Бураков К. С., Гурарий Г. З., Храмов А. Н., и др.). Some peculiarities of the virtnal pole positions during reversale.— Geom. Geoelectr., 1976, v. 28, N 3.

Heirtzler J. R., Le Pichon X., Baron J. G. Magnetic anomalies over the Reykjanes ridge. — Deep-Sea Res., 1966, v. 13, N 3.

Lindsley D., Speidel D., Nafriger R. P—T—fo_2-relations in the system Fe — O — MgO — SiO_2.— Amer. J. Sci., 1968, v. 266, N 5.

Pitman W. C., Heirtzler J. R. Magnetic anomalies over the Pacific-Antarctic ridge.— Science, 1966, v. 154, N 375.

Talwani M., Windish C. C., Langseth M. G. Reykjanes ridge crest: a detailed geophysical study.— J. Geophys. Res., 1971, v. 76, N 2.

United States Programm for the Geodynamic Project Scope and Objectives.— Nat. Acad. Sci. Wash., 1973, v. 25.

Vogt P. R. Changes in geomagnetic reversal frequency at times of tectonic change: evidence for coupling between core and upper mantle processes. — Earth and Planet. sci. Lett., 1975, v. 25, N 3.

Worzel J. L. Advance in marine geophysical research of continental margins.— Canad. J. Earth sci., 1968, v. 5, N 4.

Глава четвертая

Аршавская Н. И., Берзина И. Г., Любимова Е. А. Геохимические и геотермические параметры по скважинам Печенгского и Риколятвинского районов Балтийского щита.— Геохимия, 1972, № 9.

Белоусов В. В. Основы геотектоники. М., «Недра», 1975.

Белоусов В. В. Земная кора и верхняя мантия материков. М., «Наука», 1966а.

Белоусов В. В. О возможных глубинных условиях магматизма. — Сов. геол., 1966б, № 4.

Белоусов В. В. Об эндогенных режимах материков.— Геотектоника, 1974, № 3.

Берзина И. Г., Кравченко С. М. Уран в базальтах и долеритах. М., «Недра», 1975.

Берч Ф. Обзор некоторых теорий термальной истории Земли.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1966, № 1.

Борисов А. А., Круглякова А. Г., Фирсова Д. Б. Температура верхов мантии в свете анализа магнитных данных.— Докл. АН СССР, 1972, 207, № 5.

Виноградов А. П. Химическая эволюция Земли. М., Изд-во АН СССР, 1959.

Гордиенко В. В. Тепловые аномалии геосинклиналей. Киев, «Наукова думка», 1975.

Гордиенко В. В., Кутас Р. И. Новые данные по тепловому потоку Украинского щита.— Доповид. АН УРСР, 1971, № 6.

Гордиенко В. В., Кутас Р. И. Радиоактивная теплогенерация в горных породах территории Украины и некоторых других районов. — Геофиз. сб., 1972а, вып. 49.

Гордиенко В. В., Кутас Р. И. Тепловой поток Украинского кристаллического щита.— В кн.: Геофизические исследования на Украине. Киев, «Наукова думка», 1972б.

Дучков А. Д., Соколова Л. С. Геотермические исследования в Сибири. Новосибирск, «Наука», 1974.

Зорин Ю. А., Лысак С. В. Тепловое поле Байкала. М., «Наука», 1977.

Калинин В. А., Сергеева Н. А. Вариации внутреннего строения Земли, обусловленные ее эволюцией.— Изв. АН СССР. Физика Земли, 1977, № 5.

Каталог данных по тепловому потоку на территории СССР. М., МЦД, 1973.

Кадик А. А., Лебедев Е. Б., Хитаров Н. И. Вода в магматических расплавах. М., «Наука», 1971.

Корытникова Н. Н. О связи глубинных температур с термическими коэффициентами горных пород и формой глубинных структур. — Изв. АН СССР. Сер. геофиз. и географ., 1943, № 3.

Косминская И. П. Метод глубинного сейсмического зондирования земной коры и верхней мантии. М., 1968.

Красковский С. А. О тепловом поле щитов.— Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1961, № 6.

Кругликов Н. М. К вопросу о геотермической роли движения подземных вод.— Труды ВНИГРИ, 1963, вып. 220, № 8.

Кутас Р. И. Распределение температур и роль осадочного слоя в формировании геотермического режима.— Геофиз. сб., 1965, вып. 1 (12).

Кутас Р. И., Гордиенко В. В. Тепловое поле Украины. Киев, «Наукова думка», 1971.

Кутас Р. И., Любимова Е. А., Смирнов Я. Б. Геолого-

геофизический анализ и карта тепловых потоков территории СССР.— В кн.: Исследования теплового и электромагнитного полей СССР. М., «Наука», 1975.

Кутас Р. И., Смирнов Я. Б. Карта теплового потока Европейской части СССР.— В кн.: Глубинный тепловой поток Европейской части СССР. Киев, «Наукова думка», 1974.

Лутц Б. Г. Химический состав континентальной коры и верхней мантии Земли. М., «Наука», 1975.

Любимова Е. А. Термика Земли и Луны. М., «Наука», 1968.

Любимова Е. А., Александров А. Л., Дучков А. Д. Методика определения теплового потока через дно океанов. М., «Наука», 1973.

Любимова Е. А., Власов В. К., Оснач А. И. Тепловой поток из недр Земли в зависимости от внутренних параметров. — В кн.: Тепловые потоки из коры и верхней мантии. М., «Наука», 1975.

Любимова Е. А., Никитина В. Н., Томара Г. А. Тепловые поля внутренних и окраинных морей СССР. М., «Наука», 1976.

Любимова Е. А., Поляк Б. Г., Смирнов Я. Б. и др. Обзор данных по тепловым потокам в СССР.— В кн.: Тепловые потоки из коры и верхней мантии Земли. М., «Наука», 1973 (Верхняя мантия, № 12).

Магницкий В. А. Внутреннее строение и физика Земли. М., «Недра», 1965.

Наливкина Э. Б., Дьячкова А. Я. О базальтовом поле континентов.— Сов. геол., 1970, № 4.

Огильви Н. А. Вопросы теории температурных полей в приложении к геотермическим методам разведки подземных вод.— В кн.: Проблемы геотермии (Труды I Всесоюзн. геотерм. совещ.). М., 1959.

Печерский Д. М., Багин В. И., Бродская С. Ю., Шаронова З. В. Магнетизм и условия образования изверженных пород. М., «Наука», 1975.

Поляк Б. Г., Смирнов Я. Б. Связь земного теплового потока с тектоникой континентов.— Геотектоника, 1968, с. 205—213.

Ронов А. Б., Ярошевский А. А. Химический состав земной коры.— В кн.: Связь поверхностных структур земной коры с глубинными. Киев, «Наукова думка», 1971.

Смирнов Я. Б. Связь теплового поля со строением и развитием земной коры и верхней мантии.— Геотектоника, 1968, № 6.

Смирнов Я. Б., Безроднов В. Д., Волобуев Г. Л. и др. Глубинный тепловой поток в северной и центральной частях Восточно-Европейской платформы.— В кн.: Глубинный тепловой поток европейской части СССР. Киев, «Наукова думка», 1974.

Смыслов А. А. Уран и торий в горных породах. Л., «Недра», 1974.

Сорохтин О. Г. Содержание в Земле радиоактивных элементов.— В кн.: Тектоника литосферных плит. М., 1977.

Соколова Л. С. Распределение температур в южной Сибири. — В кн.: Исследования теплового и электромагнитного полей в СССР. М., «Наука», 1975.

Суетнова Е. И., Любимова Е. А. О статистических методах классификации данных по тепловым потокам.— В кн.: Тепловой режим недр СССР. М., «Наука», 1970 (Труды ГИН АН СССР, вып. 218).

Суетнова Е. И. Сферический гармонический анализ данных теплового потока с учетом территории СССР. — В кн.: Исследования теплового и электромагнитного полей в СССР. М., «Наука», 1975.

Тепловой режим недр СССР. Под ред. Ф. А. Макаренко, Б. Г. Поляк. М., «Наука», 1970.

Тепловой режим осадочных толщ. Махачкала, 1972, Авт.: Х. И. Амирханов, В. В. Суетнов, Р. А. Левкович, Х. А. Гаирбеков.

Тихонов А. Н. О влиянии радиоактивного распада на температуру земной коры.— Изв. АН СССР. Сер. геогр. и геофиз., 1937, № 3.

Тихонов А. Н., Любимова Е. А., Власов В. К. Об эволюции зон плавления в термической истории Земли.— Докл. АН СССР, 1969, т. 188, № 2.

Толстой М. И. Радиоактивность осадочных горных пород Предкарпатья.— В кн.: Вопросы геофизических исследований на Украине. Киев, «Наукова думка», 1972.

Тулиани Л. И. Неоднородности коры и мантии под Кавказским регионом. Автореф. дис. на соискание учен. степени канд. физ.-мат. наук. М., 1975. (Институт физики Земли).

Хитаров Н. И., Слуцкий А. Б., Ревин Н. И. Изменение электропроводности базальтов при плавлении в условиях высоких давлений.— В кн.: Физические свойства горных пород при высоких термодинамических параметрах. Киев, «Наукова думка», 1971.

Artushkov E. V. [Артюшков Е. В.] Stresses in the litosphere.— J. Geophys. Res., 1973, v. 76.

Benfield A. E. The effect of uplift and denudation on underground temperatures.— J. Appl. Phys., 1949, v. 20.

Birch F. The present state of geothermal investigation.— Geophys. J., 1954, v. 19, N 4.

Bradley R. S., Jamil A. K. Munko D. S. The electrical conductivity of olivine of high temperatures and pressures.— Geochim. et cosmochim. acta, 1964, v. 28.

Clark S. P. Heatflow in the Austrian Alps.— Geophys. J., 1967, v. 6.

Čermak V., Lubimova E. A. Heat How map of Central and Eastern Europe.— Proc. 1 : 10 000 000: 2nd ia Geoelectric and Geothermal Studies, KAPG Geophys. Monograph. Ed. by A. Adam. Akademia Kiado Budapest, 1976.

Chapman D. S., Pollack H. N. Regional geotherms and Lithospheric thickness.— Geology, 1975, v. 5.

Good A. M., Tozer D. C. Low velocity layer as a source of the anomalous vertical component of geomagnetic variations near the coast.— Nature, 1965, v. 205.

Erickson A. J. The measurement and interpretation of heat flow in the Mediterranean and Black sea. Thesis Mass. Inst. Technol. and Woods Hole Ocean. Inst., 1970.

Haevel H. Heat flow map for Europe.— Z. Geophys., 1975, Bd 2, N 2.

Horai K., Simmons G. Spherical harmonic analysis of terrestrial heat flow.— Earth. and Planet. Sci. Lett., 1969, v. 6.

Kutas R. I., Lubimova E. A., Smirnov Ya. B. Hea flow map of the European part of the USSR and its geological and geophysical interpretation, in Geoelectric and Geothermal Studies.— KAPG Geophysical Monograph, Ed. A. Adam, Akademia Kiado, Budapest, 1976.

Lachenbruch A. H. Crustal temperature and heat production.— J. Geophys. Res., 1970, v. 75, p. 3291—3300.

Lee W. H. K., Uyeda S. Review of heat flow in Terrestrial heat flow, Geophys. Monogr., 1965, N 4.

Leeds A. N., Knopoff L. Thickness of the litosphere.— Nature, 1975, N 4375.

Lubimova E. A., Karus E. V., Firsov F. V. e. a. [Любимова Е. А., Карус Е. В. Фирсов Ф. В. и др.] Terrestrial heat flow on Precambrian shields in USSR.— Geotermics, 1972, v. 1, N 2.

Pollack H. N., Chapman D. S. Mantle heat flow.— Earth. Plan. Sci. Letters, 1977, v. 34.

Sclater J. C. New perspective in terrestrial heat flow.— Tectonophysics, 1972, v. 13 (1—4).

ЧАСТЬ ТРЕТЬЯ

ГЕОХИМИЯ

Глава первая

Химический состав земной коры и ее оболочек

379

Глава вторая

Состав верхней мантии

403

Глава третья

Обмен веществом между верхней мантией и корой

420

Глава четвертая

Происхождение магм

433

Глава пятая

Метаморфизм и его связь с другими геологическими явлениями

446

Глава шестая

Соотношение метаморфизма и анатексиса («гранитизации») с глубинными складчатостью и диапиризмом

471

Глава первая

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ЕЕ ОБОЛОЧЕК

1.1. Введение

Прошло около десяти лет со времени опубликования нашего первого варианта химического строения земной коры (Ронов, Ярошевский, 1967). За эти годы появился огромный дополнительный материал, позволяющий более точно оценить объемы, массы, распространенность и химический состав пород осадочной и «гранитной» оболочек коры. Внесен вклад и геофизикой — появились новые обобщения по строению коры и ее оболочек в пределах крупных регионов на разных континентах, а также ценные экспериментальные наблюдения над физическими свойствами важнейших типов пород коры и их изменениями с ростом давлений и температур. Все это заставило нас пересмотреть в свете новых данных полученные ранее оценки, привело к существенным уточнениям состава основных структурных зон коры, внесло заметные изменения в цифровой материал таблиц, но не поколебало принципов, положенных в основу построения химической модели коры, и наиболее важных выводов и закономерностей, установленных нами ранее.

Внешняя твердая оболочка Земли, называемая земной корой, возникла в результате взаимодействия дифференциатов глубинного вещества с внешней средой. Это взаимодействие, наиболее интенсивное в начальные стадии развития Земли, привело к современной сложной структуре коры, разделенной на крупные блоки и тектонические зоны, отличающиеся друг от друга геологической историей и строением. В пределах каждого блока (или каждой зоны) прослеживается общая тенденция к изменению строения коры с глубиной, проявляющаяся в существовании оболочек, более или менее выдержанных в масштабе планетарных структур (материков и океанов). Распределение масс вещества в блоках и оболочках коры, химический состав вещества и условия его формирования представляют одну из основных проблем количественной геохимии. Для решения этой проблемы необходимо знание объемов земной коры в различных тектонических зонах, плотностей, масс, количественных соотношений слагающих тектонические зоны горных пород и химических составов последних.

В работах Кларка (Clarke, 1924) и Гольдшмидта (Goldschmidt, 1933) объем земной коры подсчитывался при произвольном допущении, что средняя мощность составляет 16 км (10 миль). Геофизические исследования определили положение естественной границы земной коры и верхней мантии по разделу поверхности Мохо и тем самым сделали возможным измерение истинного объема этой твердой оболочки. Первые такие подсчеты объема коры были использованы при рассмотрении баланса ее вещества Полдервартом (1957). Аналогичная попытка, основанная на более точных геофизических, геотектонических и геохимических данных, была предпринята авторами в 1967 г. (Ронов, Ярошевский, 1967; Ronov, Yaroshevsky, 1969).

Состав земной коры определяется соотношением масс различных типов магматических, осадочных и метаморфических пород, слагающих оболочки. Представление, что средние составы этих типов пород должны быть практически одинаковыми, если отвлечься от так называемых избыточных летучих (H_2O, CO_2 и др.), концентрация которых в осадках выше, чем в других типах пород, привело к упрощению задачи, и проблема определения среднего состава коры свелась к определению среднего состава магматических пород. Известно несколько вариантов таких оценок (Clarke, 1924; Goldschmidt, 1933; Виноградов, 1962; Taylor, 1964; и др.). Эти представления тесно связаны с идеей о геохимическом балансе процессов выветривания, осадкообразования и метаморфизма. Однако первые же попытки исполь-

зовать результаты подсчетов природных соотношений объемов различных типов осадочных пород и данные об их средних химических составах привели Кюнена (Kuenen, 1941) и Полдерварта (1957), а также авторов этой работы (Ронов, Ярошевский, 1967) к иным цифрам, чем те, которые получены на основе представлений о геохимическом балансе. Выявленное несоответствие до сих пор остается самой загадочной чертой геохимии земной коры и не позволяет дать внутренне согласованной картины химического строения коры. В настоящей работе, как и в 1967 г., мы опирались на измеренные объемы и истинные составы пород, полагая, что это эмпирический путь, основанный на современных количественных данных, приведет к более правильным результатам.

Самой трудной и практически нерешенной до настоящего времени задачей при оценке среднего химического состава земной коры является проблема ее глубинного строения и состава «базальтовой» (гранулит-базитовой) оболочки континента. В последние годы была выдвинута плодотворная идея, что породы этой оболочки должны были испытать максимальное воздействие регионального метаморфизма и находятся, по-видимому, в гранулитовой фации (Белоусов, 1966). Это дало толчок целенаправленным геохимическим исследованиям специфических типов пород, обнажающихся на древнейших участках щитов и относящихся главным образом к гранулитовой фации метаморфизма (Lambert, Heier, 1968; Eade, Fahrig, 1971; Лутц, 1974, 1975). Полученные данные были использованы этими и некоторыми другими авторами (Holland, Lambert, 1972; и др.) для характеристики химического состава глубинных зон континентальной коры. При всей привлекательности идеи В. В. Белоусова нельзя не подчеркнуть неправомерности непосредственного использования конкретных данных, характеризующих химию и количественные соотношения пород гранулитовой фации «гранитного» слоя при построении химической модели «базальтовой» оболочки коры. Забегая вперед, скажем, что геофизические и геохимические факты, приведенные ниже, дают нам основание полагать, что глубинные зоны коры сложены более основным материалом, чем полагают указанные выше авторы, хотя и прошедшим через гранулитовую фацию регионального метаморфизма.

В общем химическом балансе коры нельзя не учитывать коренные различия в строении и составе коры материкового и океанического блоков. Это заставляет рассматривать каждый блок отдельно, исходя из различных гипотез, на основе современной схемы тектонического строения материков и океанов. В качестве одной из таких гипотез для континентального блока принята идея, что вещество коры в то или иное время проходило геосинклинальный этап развития.

Результаты проделанной нами работы по измерению объемов, подсчету масс и средних химических составов земной коры и отдельных ее оболочек сведены в табл. 1—12, обоснованию и краткому рассмотрению которых посвящены следующие разделы главы.

1.2. Исходные данные и методы подсчетов

В соответствии с современными представлениями о тектонической структуре Земли в границах материкового блока нами отдельно рассмотрены древние платформы, в том числе докембрийские щиты и плиты с дорифейским складчатым основанием, и складчатые (геосинклинальные) зоны неогея с подразделением их на области рифейско-палеозойской и мезокайнозойской складчатости (рис. 1.1, табл. 1.1). Океаны подразделены на области с корой материкового (субконтинентальной) и океанического типа. В пределах первых различаются платформы и геосинклинальные зоны разного возраста, а в пределах вторых — древние и молодые впадины, срединные и глыбовые океанические хребты и сводовые поднятия (табл. 1.1). Границы рассмотренных областей с достаточным приближением обоснованы на материках и не лишены некоторой гипотетичности в океанах.

Объемы земной коры каждого из рассматриваемых блоков или зоны измерены по материалам схематической карты толщины земной коры до поверхности Мохо, построенной Р. М. Деменицкой в 1961 г. (Деменицкая, 1961) и оставшейся без изменений в более поздних изданиях ее книги (Деменицкая, 1967, 1975), и тектонической карты мира, составленной Д. А. Туголесовым и Г. Б. Удинцевым (Физико-географический атлас мира, 1964). Некоторые уточнения внесены лишь в оценки площади древних щитов и плит, полученные путем измерений по более крупномасштабным тектоническим картам отдельных материков и стран (Тектониче-

Таблица 1.1. Площадь, объем, мощность и масса земной коры важнейших тектонических зон материков и океанов

Тип земной коры	Крупные структурные единицы земной коры		Площадь, 10^6 км^2	Объем, 10^6 км^3	Средняя мощность, км	Масса, 10^{24} г
Континентальные	Платформы с дорифейским складчатым основанием	Щиты	35,0	1470	42,0	4,15
		Плиты	55,0	2420	44,0	6,76
		Платформы в целом	90,0	3890	43,2	10,91
	Геосинклинали	Рифейско-палеозойские	30,7	1320	43,0	3,63
		Мезокайнозойские	28,3	1290	45,6	3,53
		Рифейские и послерифейские в целом	59,0	2610	44,2	7,16
	Материки в целом		149,0	6500	43,6	18,07
Субконтинентальный (переходный)	Подводные области					
	платформ с дорифейским складчатым основанием		26,0	670	25,8	1,87
	рифейско-палеозойских геосинклиналей		14,9	370	24,8	1,03
	мезокайнозойских геосинклиналей		24,0	500	20,8	1,40
	Субконтинентальная область в целом		64,9	1540	23,7	4,30
Океанический	Древние части дна Тихого океана (талассократоны)		101,7	650	6,4	1,83
	Древние впадины Атлантического, Индийского и Северного Ледовитого океанов		82,1	460	5,6	1,29
	Вулканические срединные хребты, сводовые поднятия и глыбовые хребты дна океана		82,6	670	8,1	1,88
	Области коры с редуцированным «гранитным» слоем		7,6	80	10,5	0,22
	Глубокие впадины кайнозойских и современных геосинклинальных систем (включая краевые желоба)		22,1	310	14,0	0,87
	Океаны в целом		296,1	2170	7,3	6,09
Земная кора в целом			510,0	10 210	20,0	28,46

ская карта..., 1970; King, 1969; Tectonic map..., 1971; и др.). Изолинии мощностей коры и контуры выделенных тектонических зон совмещены нами на одной карте полушарий, выполненной в масштабе 1 : 50 000 0000 в равновеликой азимутальной проекции. Измерения площадей произведены методом взвешивания с точностью $\pm 3\%$ относительно общей площади материков и океанов, известных по геодезическим данным. Подсчет объемов коры отдельных блоков и зон произведен на основе применения объемного метода (Ронов, 1949). Точность измерений объемных несколько меньше, чем площадных, из-за меньшей точности метода построения карты Р. М. Деменицкой, основанного на корреляции между рельефом, аномалиями Буге и толщиной земной коры и не учитывающего некоторые возможные местные отклонения структуры коры от принятой усредненной схемы. Но во всяком случае погрешности, допущенные при измерении объемов по карте, значительно меньше, чем погрешности при грубых прикидках, опирающихся на оценку средней мощности коры для всего континентального блока или океанов.

В табл. 1.2 приведены результаты измерений объемов «гранитного» и «базальтового» слоев и земной коры в целом для разных тектонических зон в пределах территории СССР. Измерения выполнены по оригиналам карт мощностей этих слоев, составленных Н. А. Беляевским (1974) в масштабе 1 : 25 000 000. Границы между тектоническими зонами заимствованы из тектонической карты СССР в масштабе 1 : 10 000 000, составленной под руководством А. А. Богданова (Тектоническая карта.., 1961). Кроме того, в табл. 1.2 использованы данные по соотношениям объемов и мощностей сло-

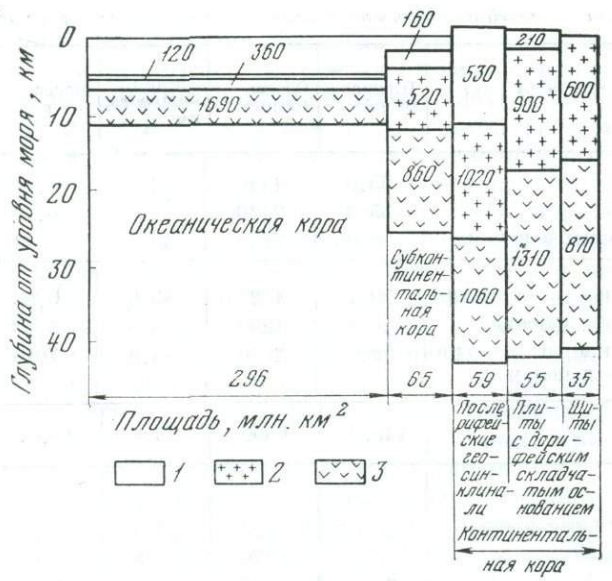


Рис. 1.1. Схема строения земной коры и деления ее на оболочки

Цифры на рисунке показывают объемы оболочек (в млн. км³). Слои коры: *1* — осадочный, *2* — «гранитный», *3* — «базальтовый»

ев континентальной коры для ряда других территорий. По всем этим материалам подсчитаны средние величины отношений объемов (и мощностей) «гранитной» и «базальтовой» оболочек для платформенных областей коры и для геосинклинальных зон различного возраста. Полученные отношения использованы для расчленения общих объемов коры соответствующих тектонических зон, измеренных по карте Р. М. Деменицкой, на частные объемы пород «гранитной» и «базальтовой» оболочек (табл. 1.3).

Объемы осадочных и вулканогенных пород осадочной оболочки континентов (табл. 1.3, 1.4) установлены в результате непосредственных измерений в пределах платформенных, геосинклинальных и орогенных зон по картам литологических формаций мира, представляющих все без исключения системы фанерозоя (Ронов, Хаин, 1954—1956, 1961, 1962; Ронов, Сеславинский, Хаин, 1974; Ронов, Хаин, Сеславинский, 1976, 1977; Ронов, Хаин, Балуховский, 1978; Хаин, Ронов, Балуховский, 1975, 1978). Оценка объемов верхнепротерозойских отложений (венд и рифей) менее точна, так как основана лишь на данных о мощностях и площадях распространения пород этого возраста на всех континентах. Таким образом, в результате непосредственных измерений мы располагаем более достоверными, чем ранее, цифрами объемов и распространенности важнейших типов осадочных и вулканогенных пород платформенных и геосинклинальных зон материков; погрешности не превышают ±15%. Данные химического состава каждого типа осадочных пород платформ опираются на систематическое изучение многих тысяч средних проб и образцов пород Русской платформы, а также на тысячи химических анализов аналогичного типа пород на других древних и молодых платформах мира (Ронов, Мигдисов, 1970). Данные по геохимии пород геосинклинальных областей столь же представительны; они получены по многочисленным материалам по Кавказу, Карпатам, Уралу, Восточному Забайкалью, Верхоянскому хребту и др. (см. табл. 1.4).

Состав вулканогенных пород платформ (табл. 1.4, 1.5) рассчитан по данным о составах наиболее распространенных пород трапповой и континентальной щелочно-оливин-базальтовой формации в пропорции 1 : 2, подсчитанной на основании приблизительных оценок их объемов для разных платформ мира. Химический состав трапповой формации дается по материалам, характеризующим главнейшие области распространения траппов (Кутолин, 1972), а базальтов щелочно-оливиновой формации — по среднему составу вулканогенных пород Русской платформы, где типичная трапповая формация практически отсутствует (по литературным данным, обобщенным в работе А. Б. Ронова и А. А. Мигдисова, 1970). Вулканические породы геосинклиналей представлены двумя группами формаций — спилит-кератофировой и базальт-андезит-липаритовой (Кузнецов, 1961), количественные соотношения которых до настоящего времени строго не определены. В своих расчетах мы исходили из общей распространенности вулканических пород в геосинклиналях, установленных в результате измерений объемов этих пород по картам литологических формаций мира. Пропорция главных типов пород — базальт:андезит: липарит — выведена, исходя из совокупности региональных оценок площадей их распространения по многим районам мира, и в некотором приближении соответствует отношению 6 : 3 : 1. При выведении этой пропорции были учтены фундаментальные данные Дэли (1936) по Кордильерам и Аппалачам, С. П. Соловьева (1952) по ряду регионов Советского Союза, а также данные Е. К. Устиева (1965) по Северо-Востоку СССР, Гудвина (Goodwin et. al., 1972) и Энгелей (Engel, Engel, 1964) по Северной Америке, А. Д. Канищева и Г. Н. Менакера (1971)

Таблица 1.2. Объемы и мощности слоев земной коры континентального сектора СССР и некоторых зарубежных территорий

Территория	Крупные структурные единицы земной коры		Измеренная площадь, 10^6 км^2	Измеренный объем, 10^6 км^3			Средняя мощность, км			$V_{бас}/V_{гр}$	Источник
				«гранитный» слой	«базальтовый» слой	кора в целом	«гранитный» слой	«базальтовый» слой	кора в целом		
СССР	Платформы с дорифейским складчатым основанием	Щиты	0,81	12,9	18,5	33,5	15,9	22,8	41,4	1,43	Наши измерения по оригиналам карт мощностей коры и ее слоев (Беляевский, 1974)
		Плиты	6,42	101,2	140,1	241,7	15,8	21,8	37,7	1,38	
		Платформы в целом	7,23	114,1	158,6	275,2	15,8	21,9	38,1	1,39	
	Геосинклинали	Байкальские	1,27	25,9	28,4	49,8	20,4	22,4	39,2	1,10	
		Палеозойские	8,23	150,5	190,2	344,1	18,3	23,1	41,8	1,26 *	
		Мезокайнозойские	4,98	92,2	88,8	190,7	18,5	17,8	38,3	0,96 **	
		Геосинклинали в целом	14,48	268,6	307,4	584,6	18,5	21,2	40,4	1,15	
США	Платформы		3,58	71,6	107,4	179,0 ***	20,0	30,0	50,0 ***	1,50	Pakiser, Robinson (1967)
	Геосинклинали	Рифейско-палеозойские	3,50	63,6	68,7	132,3 ***	18,2	19,6	37,8 ***	1,08	
		Мезокайнозойские	2,91	53,6	42,9	96,5 ***	18,4	14,7	33,1 ***	0,80	
Альпы	Геосинклиналь		—	—	—	—	20,0	40,0	60,0 ***	2,00	Closs (1969)
Япония	Геосинклиналь		—	—	—	—	15,0	17,0	32,0 ***	1,13	Hashizume e. a. (1968)
Анды	Геосинклиналь		—	—	—	—	16,3	33,4	57,4	2,05	James (1971)

* *В том числе области складчатости: каледонской — 1,28, герцинской (без Урала) — 1,11, Урал — 2,42.*

** *В том числе области складчатости: мезозойской — 0,86, кайнозойской (без Камчатки, Сахалина и Кавказа) — 1,02, Камчатка и Сахалин — 1,16, Кавказ — 2,08.*

*** *Суммарный объем и мощность кристаллической части коры.*

по Забайкалью; приняты во внимание и обобщенные оценки Е. Ф. Малеева (1974). Кроме того, учтено соотношение объемов геосинклинальных и орогенных вулканических формаций в альпийской геосинклинали Кавказа. При вычислении среднего химического состава вулканических пород геосинклинальных зон земной коры (табл. 1.4, 1.5) использованы региональные средние значения, выведенные на основании обширных аналитических данных по составам конкретных пород Кавказа, Урала, Северо-Востока СССР, Камчатки, Курил, Японии, Индонезии, Кордильер Северной и Южной Америки и ряда других территорий (см. табл. 1.5).

Распространенность важнейших типов интрузивных и метаморфических пород «гранитной» оболочки не может быть охарактеризована объемными измерениями по той простой причине, что полные разрезы оболочки нигде не вскрыты. Приблизительная оценка может быть сделана лишь на основании измерений площадей выходов пород на щитах, т. е. в верхних горизонтах этой оболочки. Естественно, что площадная оценка таит в себе возможность значительных погрешностей, так как обнажающиеся площади различных типов пород не обязательно должны быть пропорциональны объемным соотношениям этих пород на глубине. Это

Таблица 1.3. Соотношения объемов слоев земной коры различного типа

Тип земной коры	Крупные структурные единицы земной коры		Измеренный объем коры, 10^6 км³	Объем кристаллической части коры, 10^6 км³	$V_{баз}/V_{гр}$	Объемы слоев земной коры, 10^6 км³		
						осадочный	«гранитный»	«базальтовый»
Континентальный	Платформы		3 890	3680	1,45	210	1500	2180
	Геосинклинали	Рифейско-палеозойские	1 320	1050	1,20	270 *	480	570
		Мезокайнозойские	1 290	1030	0,90	260 *	540	490
		Геосинклинали в целом	2 610	2080	1,09	530	1020	1060
	Континентальная кора в целом		6 500	5760	1,28	740	2520	3240
Субконтинентальный			1 540	1380	1,65	160	520	860
Океанический			2 170	1930	—	240	—	1930
Земная кора в целом			10 210	9070	1,98	1140	3040	6030

* *Общий объем геосинклинальных осадков континентов распределен между областями рифейско-палеозойской и мезокайнозойской складчатости пропорционально объемам коры этих зон.*

прежде всего касается пород интрузивных, протяженность масс которых на глубину в большинстве случаев неизвестна. Тем не менее можно полагать, что в условиях глубоко эродированных складчатых структур, какими являются щиты, на поверхности статистически устанавливаются соотношения выходов пород, более или менее близкие к их объемным пропорциям. Это допущение подтверждается близостью средних химических составов различных щитов мира, выведенных независимыми методами разными авторами (табл. 1.6).

При подсчете относительной распространенности пород щитов («гранитной» оболочки) (см. табл. 1.5) нами использованы результаты измерений площадей в пределах Балтийского и Украинского щитов и фундамента Русской платформы (Ронов, Мигдисов, 1970), Канадского щита Северо-Американской платформы (A. E. J. Engel, C. G. Engel, 1964; Eade, Fahrig, 1971; Shaw e. a., 1967), а также дополнительные данные по архею Алданского щита (Кулиш, 1972), раннему докембрию Кокчетавского массива (Розен, Серых, 1972) и др. Эти оценки отличаются от приблизительных цифр, использованных нами в 1967 г., гораздо более высокой точностью и представительностью. Тем не менее все еще сохраняется известная условность в оценках распространенности некоторых типов пород, которая связана с невозможностью выделить эти типы пород из более крупных комплексов. Так, например, с той или иной точностью известна площадная распространенность различных гнейсов, но оценить распространенность попадающих в эту группу парагнейсов, с одной стороны, и мигматизированных пород и гранито-гнейсов, с другой — можно только крайне приблизительно вследствие неопределенности критериев различия и нечеткости геологических границ между этими генетически различными типами пород. По той же причине в настоящее время невозможно расчленить общую измеренную площадь выходов кислых ортопород на площади составляющих эту группу собственно гранитов, гранодиоритов и гранито-гнейсов. Поэтому средний химический состав выводился нами для более крупных петрографических категорий, но с привлечением реальных составов входящих в них отдельных типов пород.

При расчетах среднего химического состава важнейших типов метаморфических и магматических пород щитов использован огромный аналитический материал (тысячи анализов), опубликованный разными авторами и представляющий породы Балтийского, Украинского, Канадского, Бразильского, Южно-Африканского, Австралийского, Индостанского и

Алданского щитов (Ронов, Мигдисов, 1970). Полученные новые оценки составов отличаются от прежних (Ронов, Ярошевский, 1967) значительно большей достоверностью, поскольку они рассчитаны не на основании использования средних составов соответствующих типов пород безотносительно их геологического положения и возраста (сводки Дэли, 1936 и Nockolds, 1954), а путем усреднения состава реальных пород, обнажающихся на поверхности докембрийских щитов континентов.

В табл. 1.6 сопоставляются новые оценки среднего химического состава щитов («гранитной» оболочки) с некоторыми ранее опубликованными подсчетами. Цифры всех авторов оказываются очень близкими, а некоторые наблюдаемые расхождения связаны скорее всего с неоднородностью состава коры и отличиями составов различных щитов, а не с погрешностями исходных данных.

Непосредственные данные о петрографическом составе и соотношениях пород «базальтового» слоя континентов полностью отсутствуют. Поэтому при построении химической модели этой оболочки приходится опираться на рациональные гипотезы и косвенные индикаторы.

Сопоставление современных экспериментальных определений плотностей и упругих свойств различных магматических и метаморфических пород при нормальных и повышенных давлениях и температурах показывает, что в целом параметры пород кислого состава нельзя согласовать с физическими свойствами «базальтовой» оболочки. На рис. 1.2, составленном по литературным данным, приводится такое сопоставление для величин скоростей продольных сейсмических волн (V_p). Преобладающее большинство определений V_p пород кислого состава, как видно из графика, хорошо согласуется со значениями V_p для «гранитного» слоя, но не удовлетворяет свойствам «базальтового» слоя. Исключение составляют относительно редко встречающиеся типы высокоглиноземистых гнейсов и сланцев. И, наоборот, большая часть определений V_p основных пород вполне отвечает свойствам «базальтового» слоя и существенно выше по своим абсолютным значениям, чем скорости продольных волн «гранитного» слоя материков. Этот вывод сохраняет силу и при изменении физических свойств пород в зависимости от роста давления, поскольку оно не столь существенно, как это видно из рис. 1. 2. Кроме того, необходимо учитывать, что влияние давления должно компенсироваться повышением температуры

Рис. 1.2. Скорости продольных волн в «гранитной» и «базальтовой» оболочках континентальной коры и наиболее распространенных типах магматических и метаморфических пород (по экспериментальным данным)

1 — диапазон наблюдаемых значений для «гранитного» и «базальтового» слоев, по Беляевскому, 1974, Деменицкой, 1975, Ботту, 1974, Белоусову, 1966; *2* — наиболее характерные значения скоростей продольных волн для «гранитного», «базальтового» слоев, по Беляевскому, 1974, Ботту, 1974; *3* — оцененные значения для основных пород в фации гранатовых гранулитов (Рингвуд, Грин, 1968); *4* — для основных пород при 15—20 кбар; *5* — для пород гранулитовой фации при 4 кбар (Christensen, Fountain, 1975); *6* — породы гранулитовой фации при высоком давлении; *7* — метаморфизованные ортопороды основного состава при 5 кбар; *8* — основные кристаллические сланцы при 5 кбар; *9* — породы амфиболитовой фации при высоких давлениях; *10* — амфиболиты, хлоритовые и актинолит-хлоритовые сланцы при 4 кбар; *11* — метаморфические и магматические породы основного состава при 4 кбар; *12* — основные магматические породы при 4 кбар; *13* — амфиболиты, хлоритовые и актинолит-хлоритовые сланцы при атмосферном давлении; *14* — высокоглиноземистые породы амфиболитовой и гранулитовой фации при 5 кбар; *15* — кислые и средние магматические породы при 5 кбар; *16* — граниты, гнейсы, кварц-слюдяные и кварц-полевошпатовые сланцы при 15—20 кбар; *17* — кислые магматические породы при 4 кбар; *18* — кислые магматические породы при 4 кбар; *19, 20* — гнейсы при 4 кбар; *21* — биотит-плагиоклазовые гнейсы при 4 кбар; *22* — кварц-биотит-полевошпатовые сланцы при 4 кбар; *23* — филлиты, кварц-серицитовые сланцы при 4 кбар; *24, 25* — кислые магматические породы при атмосферном давлении; *26* — гнейсы при атмосферном давлении; *27* — биотит-плагиоклазовые гнейсы при атмосферном давлении; *28* — кварц-биотит-полевошпатовые сланцы при атмосферном давлении; *29* — филлиты, кварц-серицитовые сланцы при атмосферном давлении. Треугольником отмечены средние значения скоростей по данным авторов цитируемых работ. *4, 12, 16* — по Воларовичу и др. (1971); *6, 9* — по Галдину (1971); *7, 8, 14, 15* — по Галдину (1974); *10, 13, 18, 20, 22, 23, 25, 26, 28, 29* — по Беляевскому (1974); *11, 17, 19, 24* — Справочник... (1969); *21, 27* — по Лебедеву и др. (1971)

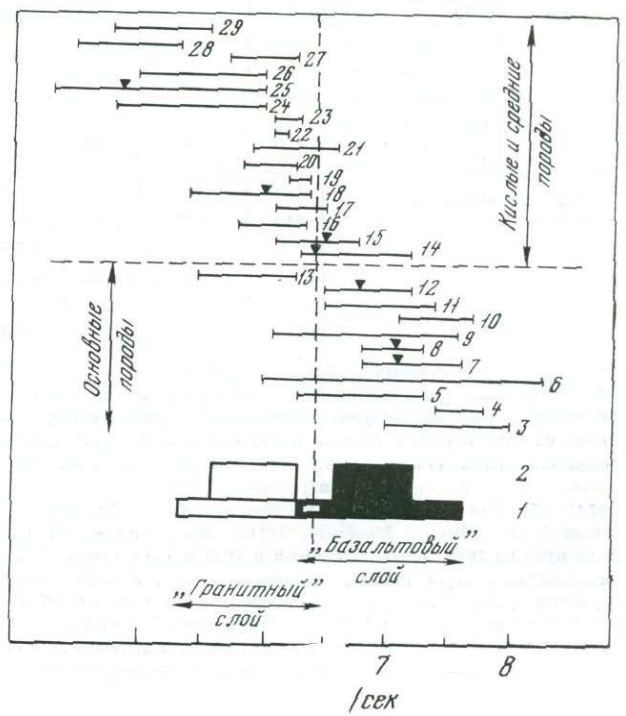


Таблица 1.4. Объем, масса и средний химический состав (вес. %) осадочных и эффузивных пород континентов

Тип земной коры	Крупные структурные единицы коры и слои	Объем, 10^6 км³	Средняя мощность, км	Масса, 10^{24}, г	Тип пород и осадков	Распространенность, объемн. %	SiO_2*	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	$C_{орг}$	CO_2	SO_3	$S_{пир}$	Cl	F	H_2O+	Сумма	Th 10^{-4} %	U 10^{-4} %
Континентальный	Платформы	210	2,4	0,51	Пески	22,1	73,84	0,54	7,70	2,17	1,72	0,066	1,56	3,55	0,86	2,04	0,107	0,37	2,58	0,34	0,20	0,091	0,039	2,22	100,00	8,0	2,0
					Глины	46,2	53,29	0,82	15,23	3,63	2,61	0,083	3,09	5,32	0,70	3,48	0,102	0,92	4,98	0,58	0,41	0,132	0,072	4,56	100,00	12,8	3,0
					Карбонаты	24,4	6,98	0,12	1,47	0,78	0,47	0,039	7,06	40,67	0,14	0,37	0,097	0,33	37,18	2,69	0,17	0,075	0,039	1,32	100,00	1,9	1,6
					Эвапориты (сульфаты 50%, соли 50%)	2,8	0,80	—	0,08	0,20	—	—	0,72	18,49	22,10	0,36	—	—	1,32	24,34	—	25,95	0,024	5,59	100,00	0,7	0,8
					Эффузивы	4,5	48,00	2,17	15,20	4,36	7,47	0,17	6,72	9,39	2,65	1,08	0,36	—	0,16	0,06	—	0,005	0,040	2,17	100,00	3,3	1,0
					Средний состав осадочной толщи платформ	100,0	44,82	0,63	9,78	2,54	2,04	0,070	3,82	14,11	1,28	2,21	0,111	0,59	11,99	1,68	0,28	0,826	0,054	3,17	100,00	8,3	2,3
	Геосинклинали	530	12,4	1,34	Пески	18,0	64,00	0,54	11,76	2,39	2,65	0,130	2,03	5,23	1,78	1,93	0,128	0,38	3,90	0,093	0,161	0,045	0,031	2,62	100,00	9,2	1,9
					Глины	38,0	57,00	0,76	16,90	3,35	3,03	0,099	2,30	3,56	1,23	2,81	0,158	0,96	2,80	0,214	0,227	0,063	0,056	4,48	100,00	7,8	2,9
					Карбонаты	21,8	16,80	0,15	3,46	0,59	0,72	0,062	3,75	39,67	0,58	0,72	0,069	0,18	31,54	0,028	0,088	0,024	0,024	1,55	100,00	1,8	1,1
					Эвапориты (сульфаты 50%, соли 50%)	0,3	0,87	—	0,10	0,17	0,04	—	0,09	20,03	22,64	0,163	—	—	0,31	24,97	—	26,06	0,024	4,54	100,00	0,7	0,8
					Эффузивы	21,9	54,55	1,26	16,27	3,08	5,82	0,159	4,82	7,79	3,03	1,61	0,263	—	0,16	0,010	0,057	0,021	0,040	1,06	100,00	4,3	1,1
					Средний состав осадочной толщи геосинклиналей	100,0	48,83	0,70	12,86	2,51	3,06	0,109	3,11	12,70	1,65	1,92	0,156	0,47	8,67	0,131	0,147	0,120	0,041	2,76	100,00	6,0	1,9
	Континенты в целом	740	5,0	1,85			47,75	0,68	12,03	2,52	2,79	0,098	3,30	13,09	1,55	2,00	0,144	0,50	9,57	0,584	0,183	0,310	0,044	2,87	100,00	6,6	2,0
Субконтинентальный	Шельфы и материковый склон	160	2,5	0,40	Состав аналогичен составу осадочных пород континентов																						
Океанический	Поверхностные осадки дна океанов				Терригенные	7,3	52,60	0,81	15,64	5,00	1,91	0,33	3,80	4,65	1,58	3,07	0,08	0,57	3,33	—	0,278	—	0,048	6,30	100,00	3,1	2,6
					Известковые	41,5	18,81	0,29	6,08	2,55	0,46	0,19	1,98	35,55	0,70	1,03	0,11	0,38	28,85	—	0,001	—	0,054	2,97	100,00	1,0	1,3
					Кремнистые	17,0	62,74	0,66	13,19	4,92	1,15	0,14	3,02	1,47	1,52	2,70	0,16	0,30	1,08	—	0,001	—	0,036	6,91	100,00	2,1	1,3
					Красные глубоководные глины	31,2	54,16	0,81	16,07	6,98	0,85	0,63	3,42	3,33	1,28	2,85	0,21	0,27	2,45	—	0,001	—	0,063	6,63	100,00	6,6	2,7
					Вулканогенные	3,0	44,24	2,48	12,39	5,82	6,39	0,41	8,84	9,78	1,88	0,78	0,20	0,32	3,35	—	0,125	—	0,018	2,98	100,00	—	—
					Средний состав	100,0	40,56	0,62	11,29	4,61	0,97	0,34	2,95	16,68	1,13	2,03	0,15	0,34	13,26	—	0,025	—	0,052	4,99	100,00	2,9	1,8
					Средний состав по Лисицыну и Лукашину (1975)		40,76	0,55	9,79	4,26	0,89	0,36	2,29	18,45	2,37	1,55	0,15	1,09	12,59	—	0,024	—	0,050	4,83	100,00	2,9	1,8
	Осадки I сейсмического слоя	120 76 *	0,4	0,19	Средний состав по Лисицыну и Лукашину (1975)		34,62	0,48	8,45	4,46	0,94	0,83	2,36	22,51	2,43	1,29	0,15	0,66	15,80	—	0,027	—	0,052	4,94	100,00	2,9	1,8
	Осадки II сейсмического слоя	120	0,4	0,30	Состав аналогичен составу осадков I сейсмического слоя																						
	Осадки океанической коры в целом	240 196 *	0,8	0,49	То же																						
Осадочная оболочка в целом		1100	2,2	2,74	Средний состав		45,43	0,64	11,40	2,87	2,40	0,228	3,13	14,78	1,71	1,87	0,145	0,53	10,69	0,480	0,155	0,255	0,045	3,24	100,00	5,9	2,0
					Масса, 10^{24} г		1,245	0,017	0,312	0,079	0,066	0,0062	0,086	0,405	0,047	0,051	0,0040	0,0147	0,295	0,0131	0,0042	0,0070	0,0012	0,089		0,162 **	0,055 **
без эффузивов		900		2,40	Средний состав		44,03	0,53	10,67	2,82	1,89	0,244	2,79	15,91	1,50	1,91	0,126	0,62	12,38	0,505	0,164	0,270	0,047	3,59	100,00	6,1	2,1
					Масса, 10^{24} г		1,057	0,013	0,256	0,068	0,045	0,0059	0,067	0,382	0,036	0,046	0,0030	0,0147	0,295	0,0121	0,0039	0,0065	0,0011	0,086		0,147 **	0,051 **

* *С учетом уплотнения осадков.* ** *В 10^{20} г.*

Средний химический состав пород рассчитан на основании следующих данных: платформы континентов: пески — 686 средних проб из 7922 образцов Русской и 152 анализа Северо-Американской платформ (Ронов и др., 1963; Ронов, Мигдисов, 1970; здесь и ниже с дополнениями); глины — 594 средние пробы из 9745 образцов Русской и 1432 анализа Северо-Американской платформ (Ронов, Мигдисов, 1970); карбонаты — 367 средних проб из 10921 образца Русской и 1071 анализ Северо-Американской платформ (Ронов, Мигдисов, 1970); эвапориты — 14 средних проб из 293 образцов сульфатов и 9 анализов солей Русской и 28 анализов солей Северо-Американской платформ (Ронов, Мигдисов, 1970); эффузивы — см. табл. 1.5; геосинклинали континентов: пески — 983 средние пробы из 8569 образцов Кавказской геосинклинали (Ронов и др., 1966, здесь и ниже с дополнениями) с привлечением данных по Восточному Забайкалью (Канищев, Менакер, 1971), Верхоянскому и Калбинскому хребтам (Никольский, 1955), Шотландии (Hirst, Kaye, 1971), Центральной Богемии (Kukal, 1968), Калифорнии (Condie, Suansieng, 1971), Уралу (Тужикова, 1973), Таджикской депрессии Тянь-Шаня (Пачаджанов, 1975) и др.; глины — 518 средних проб из 12057 образцов Кавказской геосинклинали (Ронов и др., 1966) с привлечением данных по Восточному Забайкалью, Верхоянскому и Калбинскому хребтам, Шотландии, Калифорнии, Уралу, Тянь-Шаню (ссылки те же) и др.; карбонаты — 306 средних проб из 5318 образцов Кавказской геосинклинали, 2 пробы из 31 образца Уральской геосинклинали, сложносмешанная проба Карпатской геосинклинали (Ронов и др., 1966); эвапориты — 13 средних проб из 216 образцов сульфатов Кавказской геосинклинали (Ронов и др., 1966, с дополнениями), соли (Stewart, 1963); эффузивы — см. табл. 1.5. Состав поверхностных осадков дна океанов по работе (El Wakeel, Riley, 1961); в цифрах А. П. Лисицына и В. Н. Лукашина (1975) отсутствуют данные по распределению железа между закисной и окисной формами, а также данные по содержанию фосфора, сульфидной серы, фтора, воды, урана и тория, которые мы приняли по нашим подсчетам для среднего состава поверхностных осадков. Данные по содержанию органического углерода в океанических осадках приведены по Романкевичу (1975); по содержанию радиоактивных элементов (Th и U): осадки платформ по Ронову и Мигдисову (1970), осадки геосинклиналей — по Рехарскому и Крутецкой (1961), Смыслову (1974), Митропольскому (1975), Ножкину и Дучкову (1975) и др.; эффузивы платформ и геосинклиналей — см. табл. 1.5; океанические осадки — по Баранову и Кузьминой (1958), Смыслову (1974), Батурину (1975), Баранову и Христиановой (1963). Данные по содержанию различных форм серы по работе А. Б. Ронова, В. А. Гриненко и др. (1974), фтора — по работе А. Б. Ронова, Ю. П. Гирина и др. (1974).

Таблица 1.5. Объемы, массы и средний химический состав (вес.%) магматических и метаморфических пород континентального, субконтинентального и океанического типов земной коры

Тип земной коры	Оболочка	Объем, 10^6 км^3	Масса, 10^{24} г	Тип пород	Распространенность, объемн. % оболочки	Масса, 10^{24} г	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3
Континентальный и субконтинентальный	Осадочная	900	2,25	Траппы и платобазальты платформ	0,4	0,01	50,02	1,58	15,48	4,15
				Базальты континентальной щелочно-оливиновой формации	0,8	0,02	47,37	2,48	15,00	4,87
				Базальты геосинклиналей	9,6	0,24	49,20	1,68	16,40	3,30
				Андезиты геосинклиналей	4,8	0,11	59,29	0,77	17,03	3,21
				Липариты геосинклиналей	1,6	0,04	73,25	0,25	13,53	1,34
	«Гранитная»	3040	8,23	Граниты, гранодиориты, гранито-гнейсы	46,9	3,77	66,72	0,45	15,48	1,71
				Габбро	1,6	0,14	50,40	1,10	15,00	2,55
				Дуниты, перидотиты	0,1	0,01	44,53	0,60	5,76	4,71
				Сиениты, нефелиновые сиениты	0,1	0,01	57,73	0,66	18,70	2,51
				Метапесчаники	4,0	0,32	80,76	0,28	6,75	2,17
				Парагнейсы, кристаллические сланцы	39,1	3,27	61,12	0,62	17,03	2,68
				Карбонаты	1,6	0,12	13,81	0,08	1,82	0,86
				Железистые породы	0,4	0,04	51,05	0,30	5,73	21,04
				Амфиболиты, метаморфизованные основные эффузивы	5,4	0,48	52,01	0,88	14,21	2,59
				Метаморфизованные кислые эффузивы	1,0	0,08	67,66	0,51	14,30	1,24
				Средний состав пород «гранитной» оболочки						
				магматических	48,5	3,92	66,15	0,47	15,45	1,74
				метаморфических	51,5	4,31	60,29	0,60	15,37	2,69
	«Базальтовая»	4100	11,89							
Океанический	Базальтовая (плюс вулканические породы II-го сейсмического слоя	1930	5,60	Базальты океанов						
				толеитовые	99,0	5,54	49,46	1,47	15,51	2,46
				щелочные оливиновые	1,0	0,06	46,10	3,08	15,07	3,92

FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	$C_{орг}$	CO_2	SO_3	$S_{пир}$	Cl	F	H_2O+	Сумма	Th 10^{-4} %	U 10^{-4} %
8,16	0,19	5,46	9,33	2,58	1,04	0,15	—	0,01	0,03	—	—	—	1,82	100,00	2,5	0,8
7,20	0,17	6,72	9,09	2,72	1,26	0,45	—	0,24	0,08	—	—	—	2,35	100,00	3,7	1,1
7,85	0,18	6,50	9,82	2,64	0,98	0,30	—	0,15	—	—	—	—	1,00	100,00	2,4	0,7
3,41	0,15	2,93	5,96	3,66	1,96	0,25	—	0,21	—	—	—	—	1,17	100,00	4,9	1,4
0,93	0,06	0,39	1,20	3,44	4,31	0,08	—	0,10	—	—	—	—	1,12	100,00	14,6	3,4
2,49	0,054	1,79	2,89	3,58	3,58	0,137	—	0,06	0,09	0,045	0,020	0,044	0,87	100,00	15,6	3,9
8,33	0,176	7,13	8,79	2,59	0,83	0,202	—	0,12	0,22	0,950	0,020	0,050	1,54	100,00	1,8	0,6
9,21	0,194	24,26	5,61	0,80	0,35	0,080	—	0,15	0,17	0,020	—	—	3,56	100,00	—	—
2,02	0,150	1,77	3,80	4,85	6,97	0,200	—	0,04	—	—	—	—	0,61	100,00	—	—
1,53	0,130	1,75	1,81	0,99	1,31	0,070	0,02	1,45	0,04	0,034	0,025	0,030	0,86	100,00	9,6	2,2
4,26	0,119	3,25	2,96	2,03	2,75	0,180	0,13	0,39	0,13	0,050	0,022	0,065	2,19	100,00	9,7	1,8
1,24	0,288	13,48	31,76	0,25	0,41	0,313	0,01	33,88	0,18	0,157	0,030	0,047	1,39	100,00	2,0	1,2
12,13	0,097	3,01	2,96	1,30	0,49	0,108	0,08	0,62	0,19	—	0,045	0,016	0,83	100,00	1,8	1,2
8,11	0,173	7,13	9,35	2,47	0,84	0,240	—	0,28	0,01	0,097	0,030	0,053	1,53	100,00	2,2	0,6
3,75	0,076	1,82	2,66	3,11	2,77	0,115	—	0,26	0,09	—	0,010	0,050	1,57	100,00	6,2	1,2
2,70	0,058	2,00	3,08	3,54	3,49	0,139	—	0,06	0,09	0,073	0,020	0,044	0,90	100,00	15,0	3,8
4,41	0,130	3,83	4,43	1,95	2,35	0,180	0,10	1,50	0,11	0,056	0,022	0,059	1,97	100,00	8,5	1,7
7,97	0,178	7,90	11,24	2,60	0,23	0,23	—	—	—	—	—	—	0,69	100,00	0,18	0,1
8,47	0,139	7,69	10,07	2,93	1,19	0,48	—	—	—	—	—	—	0,80	100,00	3,9	1,0

Средний химический состав пород рассчитан на основании следующих данных: траппы и платобазальты — 600 анализов пород трапповой формации молодых и древних платформ (Кутолин, 1972); базальты континентальной щелочно-оливиновой формации — 872 анализа базальтов Русской платформы (Ронов, Мигдисов, 1970), Прибайкалья, Восточного Китая, Южного Приморья, Центральной Африки, Мадагаскара, Австралии (Кутолин, 1972); базальты геосинклиналей — 1356 анализов пород Охотского пояса (Устиев, 1963), островных дуг Восточной Азии, Карпат, Каскадных гор (Кутолин, 1972), Аппалачей (Keap, Strong, 1973), Сьерра-Невады (Stewart, 1972) с учетом среднего состава геосинклинальных базальтов, по А. А. Беусу (1972); андезиты — 330 анализов пород Охотского пояса (Устиев, 1963), островных дуг Восточной Азии, Северной и Центральной Америки (Горшков, 1967), Муголжар (Абдулин, 1973) с учетом среднего состава андезитов, по Дэли (1936), С. П. Соловьеву (1970), А. А. Беусу (1972); липариты — 216 анализов пород Охотского пояса (Устиев, 1963), островных дуг Восточной Азии, Северной и Центральной Америки (Горшков, 1967), Муголжар (Абдулин, 1973) с учетом среднего состава липаритов, по Дэли (1936), С. П. Соловьеву (1970), А. А. Беусу (1967); гранитоиды и гранито-гнейсы — 3126 анализов пород щитов и фундамента Русской платформы, Канадского щита (Ронов, Мигдисов, 1970, здесь и ниже с дополнениями); габбро — 580 анализов пород щитов и фундамента Русской платформы, Канадского, Австралийского, Южно-Африканского, Бразильского и Гвианского щитов (Ронов, Мигдисов, 1970); ультраосновные породы — 192 анализа пород щитов и фундамента Русской платформы, Канадского, Южно-Африканского и Алданского щитов (Ронов, Мигдисов, 1970); щелочные породы — рассчитан как смесь (в пропорции 4 : 1) сиенита (24 анализа) и нефелинового сиенита (80 анализов), Nockolds (1954); метапесчаники — 717 анализов пород щитов и фундамента Русской платформы, Канадского, Южно-Африканского и Алданского щитов (Ронов, Мигдисов, 1970); парагнейсы и кристаллические сланцы — 1698 анализов пород щитов и фундамента Русской платформы, Канадского, Южно-Африканского, Алданского, Бразильского и Гвианского щитов (Ронов, Мигдисов, 1970); карбонаты — 236 анализов пород щитов и фундамента Русской платформы, Канадского, Южно-Африканского, Алданского, Бразильского, Гвианского и Австралийского щитов (Ронов, Мигдисов, 1970); железистые породы — 690 анализов пород щитов и фундамента Русской платформы, Канадского, Южно-Африканского, Алданского, Бразильского, Гвианского и Австралийского щитов (Ронов, Мигдисов, 1970); амфиболиты и метабазиты — 821 анализ пород щитов и фундамента Русской платформы, Канадского, Южно-Африканского, Алданского, Бразильского, Гвианского, Австралийского и Индийского щитов (Ронов, Мигдисов, 1970); метаморфизованные кислые породы — 209 анализов пород щитов и фундамента Русской платформы, Канадского и Южно-Африканского щитов (Ронов, Мигдисов, 1970); толеитовые базальты океанов — 150 анализов (Дмитриев, 1973); щелочно-оливиновые базальты океанов — 118 анализов (Кутолин, 1972). Средние содержания Th и U рассчитаны на основании данных: эффузивы платформ (Ронов, Мигдисов, 1970; Гоньшакова и др., 1971; Смыслов, 1974; Золотарев и др., 1975); эффузивы геосинклиналей (Рехарский, Крутецкая, 1961; Смыслов, 1974; Леонова, Удальцова, 1974; Кравченко и др., 1975; Ножкин, Дучков, 1975; Салтыков, Рихтер, 1975; Митропольский, 1975); для магматических и метаморфических пород «гранитной» оболочки — по обширным литературным материалам для пород разных щитов мира, обобщенных А. Б. Роновым и А. А. Мигдисовым; для базальтов океанов (Tatsumoto e. a., 1965).

с глубиной (см. рис. 59 из книги Н. А. Беляевского, 1974). Таким образом, исходя из анализа экспериментальных и геофизических данных, мы вправе утверждать, что главной составляющей «базальтового» слоя континентальной коры должны быть породы основного состава. К аналогичному заключению недавно пришел Н. А. Беляевский (1974).

О более основном составе глубинных зон коры говорят также данные геологии и геохимии. Во многих районах мира в нижних горизонтах наиболее древних архейских формаций залегают основные породы, слагающие так называемые зеленокаменные пояса или зеленокаменные ядра материков. Примерами могут служить серия онвервахт в Южной Африке, булавайская и себаквайская группы Родезии, системы калгурли и милборо в Западной Австралии, система киватин на Канадском щите, белозерская серия на Украинском щите, древние породы кольской серии района Колмозера — Воронья на Кольском полуострове и др. (Anhaeusser e. a., 1969; Glikson, 1972; Семененко и др., 1967; Тугаринов, Войткевич,

Таблица 1.6. Средний химический состав щитов, вес.%

Компоненты	Щиты						Средний состав щитов («гранитного» слоя)				
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO_2	65,3	68,6	66,8	66,0	64,8	66,2	65,6	64,4	63,2	67,1	64,7
TiO_2	0,57	0,40	0,53	0,58	0,54	0,71	0,59	0,51	0,67	0,50	0,55
Al_2O_3	15,5	14,5	15,0	16,0	14,4	14,6	15,6	15,5	15,7	15,3	15,8
Fe_2O_3	2,1	2,1	1,4	1,2	2,7	5,7	2,1	1,9	6,0	1,5	2,3
FeO	3,9	2,9	2,8	3,4	3,5	—	2,9	3,5	—	3,1	3,7
MnO	0,09	0,05	0,07	0,08	0,13	0,17	0,10	0,07	0,12	0,07	0,10
MgO	3,0	1,5	2,7	2,2	3,1	2,3	2,3	2,3	3,1	2,0	3,0
CaO	3,7	3,0	4,2	3,3	5,2	4,1	4,1	3,4	5,2	3,8	3,9
Na_2O	3,0	3,2	3,6	3,7	2,7	2,6	3,1	3,2	3,5	3,6	2,8
K_2O	2,7	3,6	3,2	3,3	2,8	3,4	3,4	3,1	2,3	3,0	3,0
P_2O_5	0,09	0,10	0,15	0,17	0,21	0,23	0,20	0,13	0,18	—	0,16
Сумма	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0

1 — Балтийский (Ронов, Мигдисов, 1970); 2 — Украинский, то же; 3,4 — Канадский; 3 — Shaw [illegible]e.a., 1967; 4 — Fahrig, Eade, 1971; 5 — Алданский (Кулиш, 1972); 6 — Австралийский (Lambert, Heier, 1968); 7 — Ронов, Ярошевский, 1967; 8 — Ронов, Мигдисов, 1970; 9 — Holland, Lambert, 1972; 10 — Лутц, 1976; 11 — наши данные.

1970; и др.). Об этом свидетельствует и четко выраженная тенденция к увеличению основности докембрийских формаций с их возрастом, проявляющаяся даже в породах, подвергшихся мощной гранитизации. Она выражается в росте содержания глинозема железа и в увеличении величин отношений Na_2O/K_2O, Al_2O_3/SiO_2 и др. (Ронов, Мигдисов, 1970; Engel e. a., 1974), что обычно наблюдается при переходе от кислых пород к основным.

Менее однозначные доказательства дает геохимия радиоактивных элементов. Данные о низкой радиоактивности глубинных зон континентальной коры (Hyndman e. a., 1968; Smithson, Decker, 1974; и др.) хорошо согласуются с невысокими содержаниями U, Th, K в магматических и метаморфических породах основного состава. Однако такие же низкие концентрации этих элементов обнаруживают и глубокометаморфизованные более кислые породы (Lambert, Heier, 1968; Heier, Thoresen, 1971; Лутц, 1975). Поэтому критерий радиоактивности пород не является решающим, но и не противоречит представлениям об основном составе глубинных зон коры.

Исходя из высказанных соображений, мы полагаем, что в «базальтовом» слое роль вещества основного состава должна быть существенно выше, чем это принималось нами ранее (Ронов, Ярошевский, 1967), и, сохраняя общую идею о постепенном увеличении количества основных пород с глубиной, мы схематически отобразили эту тенденцию, приняв, что на $^2/_3$ «базальтовый» слой сложен основными породами, а на $^1/_3$ — породами, близкими по составу к «гранитной» оболочке. Необходимо было бы принять во внимание и заметный вклад ультраосновного материала в строение «базальтового» слоя, что привело бы к еще более основному его составу. Однако сделать это сейчас невозможно, так как отсутствуют позитивные данные о распространенности этих пород в нижних горизонтах коры. Несомненно, что принятые пропорции условны и представляют собой объект дальнейших исследований, а сохраняющаяся таким образом неопределенность состава «базальтового» слоя остается основным источником возможных ошибок подсчета среднего состава земной коры в целом.

При выведении среднего состава «базальтового» слоя континентов мы использовали принятые пропорции пород и данные о среднем составе «гранитного» слоя (см. табл. 1.6) и среднем составе архейских основных пород щитов (габбро, амфиболитов, базальтов, граувакк) (Ронов, Мигдисов, 1970). Некоторым отступлением от этого принципа явился подсчет среднего содержания радиоактивных элементов (Th и U) в породах «базальтового» слоя, так как необходимо было учесть влияние глубокого мета-

морфизма, которое неизбежно должно было снизить концентрации этих элементов до уровня, характерного для гранулитовых комплексов. Результаты приведены в табл. 1.8.

Таким образом, в наших расчетах принята некоторая гипотеза о составе (природе) «базальтового» слоя континентов. Однако независимо от конкретной гипотезы можно наметить два крайних варианта состава коры, за пределы которых, несомненно, реальный состав выйти не может.

В табл. 1.7 приводятся результаты расчетов для этих вариантов: 1) состав «базальтового» слоя идентичен составу «гранитной» оболочки и 2) состав «базальтового» слоя отвечает составу архейских основных пород древних щитов. Несомненно, реальный состав континентальной коры не может выйти за эти пределы. Сопоставление результатов показывает, что принятый нами средний состав ближе ко второму варианту.

В строении океанической коры по геофизическим данным различают три слоя. Первый сейсмический слой, отвечающий неуплотненным осадкам, характеризуется малыми скоростями сейсмических волн (1,5—1,8 км/с). Мощности

Таблица 1.7. Средний химический состав земной коры континентального типа, вес.%

Компоненты	Варианты расчета			Предельное отклонение
	если предположить, что состав «базальтового» слоя аналогичен составу		принятый в настоящей работе	
	«гранитного» слоя	архейских основных пород щитов		
SiO_2	64,0	56,9	59,3	±4,0
TiO_2	0,6	0,8	0,7	±0,1
Al_2O_3	15,6	14,6	15,0	±0,5
Fe_2O_3	2,3	2,5	2,4	±0,1
FeO	3,6	6,5	5,6	±1,5
MnO	0,10	0,16	0,14	±0,03
MgO	3,1	5,8	4,9	±1,5
CaO	4,9	8,4	7,2	±2,0
Na_2O	2,7	2,4	2,5	±0,2
K_2O	2,9	1,6	2,1	±0,6
P_2O_5	0,16	0,16	0,16	±0,02
Сумма	100,0	100,0	100,0	
K, %	2,39	1,33	1,68	±0,5
Th, 10^{-4}%	6,7	6,3	6,4	±0,2
U, 10^{-4}%	1,6	1,6	1,6	±0,1

его колеблются в пределах от 0,3 до 0,8 км и достигают больших значений в прогибах и котловинах океанов. Нами принята средняя мощность в 0,4 км (С. М. Зверев и др., 1961). Аналогичная величина получается, если исходить из данных по объемам глубоководных осадков, приведенных в работе В. Е. Хаина и др. (1971).

Гораздо хуже обстоит дело с пропорциями и химической характеристикой осадков I слоя. Сравнительно хорошо изучены лишь самые верхние горизонты слоя (на глубине не более 30 м). Для них по картам П. Л. Безрукова, А. П. Лисицына и др. (Физико-географический атлас мира, 1964) измерены площади распространения главных генетических групп осадков и даны более или менее представительные химические характеристики (см. табл. 1.4). Однако материалы глубоководного бурения на океанах (Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, v. I—XXVII, 1969—1974, Washing.) показывают, что поверхностные пропорции осадков I слоя изменяются с глубиной и вряд ли точно отражают истинные (объемные) соотношения. Оценка среднего состава осадков I сейсмического слоя с учетом глубоководного бурения была получена А. П. Лисицыным и В. Н. Лукашиным (1975). Она использована нами для характеристики химии осадочных пород океанического сегмента.

II сейсмический слой океанов характеризуется скоростями 2,1—5,5 км/с. Мощность составляет 1—2 км (В. П. Зверев и др., 1961), а среднее значение принято равным 1,2 км. Количественные соотношения пород в этом слое почти неизвестны. Имеются лишь данные по единичным скважинам, вскрывшим верха II слоя, согласно которым преобладающими являются основные вулканические породы, а доля пород осадочных, по-видимому, не превышает 30%. В своих подсчетах мы исходили из этой более чем приблизительной оценки, выделив на вулканические породы $^2/_3$ общего объема II слоя. При характеристике их химического состава использованы материалы Л. В. Дмитриева (1973), а распространенность элементов в осадочных породах этого слоя дана по аналогии с составом современных океанических осадков. Таким образом, представления о вещественном составе пород II слоя также остаются пока проблематичными.

III, собственно базальтовый, слой океанов отличается высокими скоростями сейсмических волн (6,5—7,0 км/с). Объем этого слоя получен по разности общего объема блока океанической коры, который измерен по карте

Таблица 1.8. Объем, масса и средний химический состав оболочек континентальной, субконтинентальной и океанической земной коры

Тип земной коры	Слой (оболочка)	Объем, 10^6 км³	Средняя мощность, км	Средняя плотность, г/см³	Масса, 10^{24} г	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	$C_{орг}$	CO_2	SO_3	$S_{пир}$	Cl	F	H_2O+	Сумма	Th	U
Континентальный	Осадочный	740	5,0	2,50	1,85	47,75 0,883	0,68 0,013	12,03 0,223	2,52 0,047	2,79 0,052	0,098 0,0018	3,30 0,061	13,09 0,242	1,55 0,029	2,00 0,037	0,144 0,0027	0,50 0,0092	9,57 0,177	0,584 0,0108	0,183 0,0034	0,310 0,0057	0,044 0,0008	2,87 0,053	100,00	6,6 0,122	2,0 0,037
	«Гранитный»	2520	16,9	2,71	6,83	63,08 4,309	0,54 0,037	15,38 1,050	2,24 0,153	3,60 0,246	0,095 0,0065	2,96 0,202	3,79 0,259	2,71 0,185	2,89 0,197	0,160 0,0109	0,05 0,0034	0,81 0,055	0,100 0,0068	0,064 0,0044	0,021 0,0014	0,052 0,0035	1,46 0,100	100,00	11,6 0,792	2,7 0,184
	«Базальтовый»	3240	21,7	2,90	9,39	54,84 5,149	0,84 0,079	14,28 1,341	2,42 0,227	7,25 0,681	0,166 0,0156	6,37 0,598	8,09 0,760	2,34 0,220	1,32 0,124	0,162 0,0152	0,02 0,0019	0,37 0,035	0,033 0,0031	0,077 0,0072	(0,007) 0,0007	(0,017) 0,0016	1,40 0,131	100,00	2,4 0,225	0,7 0,066
	Кора континентов в целом	6500	43,6	2,78	18,07	57,23 10,341	0,71 0,128	14,46 2,614	2,36 0,427	5,41 0,979	0,132 0,0239	4,77 0,861	6,98 1,261	2,40 0,434	1,98 0,358	0,159 0,0288	0,08 0,0146	1,48 0,267	0,115 0,0207	0,083 0,0150	0,043 0,0078	0,033 0,0060	1,57 0,284	100,00	6,3 1,139	1,6 0,287
Субконтинентальный	Осадочный	160	2,5	2,50	0,40	47,75 0,191	0,68 0,003	12,03 0,048	2,52 0,010	2,79 0,011	0,098 0,0004	3,30 0,013	13,09 0,052	1,55 0,006	2,00 0,008	0,144 0,0006	0,50 0,0020	9,57 0,038	0,584 0,0023	0,183 0,0007	0,310 0,0012	0,044 0,0002	2,87 0,011	100,00	6,6 0,023	2,0 0,008
	«Гранитный»	520	8,0	2,71	1,41	63,08 0,889	0,54 0,008	15,38 0,217	2,24 0,032	3,60 0,051	0,095 0,0013	2,96 0,042	3,79 0,053	2,71 0,038	2,89 0,041	0,160 0,0023	0,05 0,0007	0,81 0,011	0,100 0,0014	0,064 0,0009	0,021 0,0003	0,052 0,0007	1,46 0,021	100,00	11,6 0,163	2,7 0,038
	«Базальтовый»	860	13,2	2,90	2,49	54,84 1,365	0,84 0,021	14,28 0,356	2,42 0,060	7,25 0,180	0,166 0,0041	6,37 0,159	8,09 0,201	2,34 0,058	1,32 0,033	0,162 0,0040	0,02 0,0005	0,37 0,009	0,033 0,0008	0,077 0,0019	(0,007) 0,0002	(0,017) 0,0004	1,40 0,035	100,00	2,4 0,060	0,7 0,017
	Субконтинентальная кора в целом	1540	23,7	2,79	4,30	56,88 2,446	0,73 0,031	14,43 0,621	2,37 0,102	5,64 0,242	0,136 0,0059	4,97 0,214	7,14 0,307	2,39 0,103	1,90 0,082	0,160 0,0069	0,07 0,0032	1,37 0,059	0,106 0,0046	0,083 0,0036	0,040 0,0017	0,031 0,0013	1,56 0,067	100,00	5,7 0,249	1,5 0,063
Океанический	Осадочный (I слой)	120	0,4	1,60	0,19	40,56 0,077	0,62 0,001	11,29 0,021	4,61 0,009	0,97 0,002	0,340 0,0007	2,95 0,006	16,68 0,032	1,13 0,002	2,03 0,004	0,150 0,0003	0,34 0,0007	13,26 0,025	— —	0,025 0,00005	— —	0,052 0,0001	4,99 0,009	100,00	2,9 0,006	1,8 0,004
	Вулканогенно-осадочный (II слой)	360	1,2	2,77	1,00	46,75 0,468	1,23 0,012	14,23 0,142	3,11 0,031	5,87 0,059	0,227 0,0023	6,41 0,064	12,85 0,128	2,16 0,022	0,78 0,008	0,210 0,0021	0,10 0,0010	3,98 0,040	— —	0,048 0,0005	— —	0,028 0,0003	1,98 0,020	100,00	1,1 0,011	0,7 0,007
	Базальтовый (III слой)	1690	5,7	2,90	4,90	49,43 2,422	1,49 0,073	15,50 0,760	2,47 0,121	7,97 0,390	0,178 0,0087	7,89 0,387	11,23 0,550	2,60 0,127	0,24 0,012	0,230 0,0113	— —	— —	— —	0,058 0,0028	— —	0,018 0,0009	0,69 0,034	100,00	0,22 0,011	0,11 0,005
	Океаническая кора в целом	2170	7,3	2,81	6,09	48,72 2,967	1,42 0,086	15,16 0,923	2,64 0,161	7,41 0,451	0,191 0,0126	7,49 0,456	11,67 0,710	2,48 0,151	0,38 0,023	0,224 0,0137	0,03 0,0017	1,07 0,065	— —	0,055 0,0034	— —	0,020 0,0013	1,04 0,063	100,00	0,45 0,028	0,26 0,016
Земная кора в целом		10 210	20,0	2,79	28,46	55,36 15,754	0,86 0,245	14,61 4,158	2,42 0,690	5,87 1,671	0,145 0,0414	5,38 1,531	8,00 2,278	2,42 0,688	1,63 0,463	0,174 0,0494	0,07 0,0195	1,37 0,391	0,089 0,0253	0,077 0,0220	0,033 0,0095	0,030 0,0086	1,46 0,414	100,00	5,0 1,416	1,3 0,366

Примечание. Содержания компонентов (в вес. %) — верхняя строчка; масса (в 10^{24} г) — нижняя строчка. Содержание U и Th — в 10^{-4} %, масса — в 10^{20} г.

Р. М. Деменицкой (табл. 1.1), и частных объемов I и II сейсмических слоев (см. табл. 1.4, 1.5). Состав пород, собственно, базальтового слоя изучен в последние годы более или менее хорошо по образцам, поднятым драгированием со дна Мирового океана. Данные взяты нами из работ (Дмитриев, 1973; Энгель, Энгель, 1968; Engel e. a., 1965; и др.); в подсчетах учтены количественные соотношения между толеитовыми и щелочными базальтами (табл. 1.5).

Общий объем коры субконтинентального типа получен непосредственными измерениями (см. табл. 1.1). *Объем осадочного слоя подсчитан* приближенно, исходя из предположения, что мощность слоя постепенно уменьшается от материков к океанам. На материках средние значения мощностей установлены с достаточной точностью для платформенных (2,4 км) и геосинклинальных (12,4 км) областей. В океанах они приняты равными в среднем 1,6 км. Исходя из этих цифр, а также из данных измерений площадей платформ и геосинклиналей различного возраста в пределах шельфа и материкового склона, рассчитаны объемы осадочных пород и средняя их мощность. В результате получен *объем субконтинентальных осадков, равный* 190 млн. км^3. Непосредственные измерения, выполненные В. Е. Хаиным с сотрудниками (Хаин, Левин, Тулиани, 1971) по карте, составленной на основании обобщения данных сейсмического зондирования и эхолотирования, дали 163 млн. км^3. Близкую цифру объема осадков шельфа и материкового склона (150 млн. км^3) приводит Эмери (Emery, 1970). Наиболее обоснованной нам представляется оценка в 160 млн. км^3, которую мы и приняли в своих расчетах (см. табл. 1.4). Таким образом, суммарный измеренный объем океанических осадков I *слоя и осадков шельфа и материкового* склона составляет 280 млн. км^3. Имеется косвенный путь проверки правильности этой цифры. По данным измерений Юинга с соавторами (Ewing e.a., 1973), общий объем осадков I слоя Атлантического океана (включая шельф и материковый склон) составляет 54,3 млн. км^3 при площади их распространения (площади Атлантического океана), равной 66,19 млн. км^2. Если экстраполировать эти данные на всю площадь Мирового океана (361 млн. км^2), то получим, что общий объем осадков должен быть равен 296 млн. км^3, что весьма близко совпадает с нашей оценкой (280 млн. км^3).

Соотношения объемов «гранитного» и «базальтового» слоев для субконтинентальной коры получены при допущении, что «гранитный» *слой полностью выклинивается в сторону океана*. Состав осадочной, «гранитной» и «базальтовой» оболочек субконтинентального сектора коры предполагается аналогичным составу соответствующих слоев материков.

Таблица 1.9. Распространенность и масса важнейших петрографических типов пород в земной коре

Порода	Распространенность, % общего объема земной коры	Масса, 10^{24} г
Пески и песчаные породы	1,83	0,43
Глины, глинистые сланцы, кремнистые породы	4,48	1,14
Карбонаты	2,79	0,71
Соленосные отложения	0,09	0,02
Гранитоиды, гранито-гнейсы, кислые эффузивы и их метаморфические эквиваленты	20,86	5,68
Габбро, базальты и их метаморфические эквиваленты	50,34	15,00
Дуниты, перидотиты, серпентиниты	0,07	0,02
Сиениты, нефелиновые сиениты	0,04	0,01
Метапесчаники	1,73	0,47
Парагнейсы и кристаллические сланцы	16,91	4,74
Метаморфизованные карбонатные породы	0,69	0,18
Железистые породы	0,17	0,06
Сумма	100,0	28,46

Опираясь на оценку общего объема земной коры и принятых соотношений объемов осадочного, «гранитного» и «базальтового» слоев в различных структурных зонах коры и данные о средних плотностях различных горных пород осадочной и «гранитной» оболочек (по Н. А. Беляевскому, 1974), а также исходя из принятой средней плотности 2,9 г/см^3 для пород «базальтовой» оболочки и 1,6 г/см^3 для неуплотненных осадков I сейсмического слоя [1], рассчитаны массы земной коры в целом и различных ее структурных единиц (табл. 1.1).

Все полученные данные суммируются в табл. 1.8, в которой показаны объемы, средние мощности, массы и средние химические составы различных оболочек континентальной, субконтинентальной и океанической кор. Данные о среднем петрографическом составе коры приведены в табл. 1.9.

[1] Средняя пористость принята равной 35% (В. П. Зверев и др., 1961; и др.).

При общей оценке полученных нами результатов следует помнить, что наряду с достоверными исходными данными нам приходилось в ряде случаев прибегать к допущениям и гипотезам. Наиболее достоверными можно считать данные об объеме и массе земной коры и отдельных ее крупных блоков, о соотношениях объемов «гранитного» и «базальтового» слоев континентальной коры, об объеме, массе, распространенности и химическом составе пород осадочной оболочки континентов, данные о соотношениях и составе различных кристаллических пород на щитах. Не вызывает больших сомнений и однородный базальтовый состав океанической коры. Наиболее гипотетичны глубинное строение континентальной коры и состав I и II сейсмических слоев океанов. Решить эти сомнения смогут лишь дальнейшие исследования и прежде всего глубокое бурение на материках и океанах.

1.3. Химическое строение оболочек

1.3.1. Осадочная оболочка

Общий объем осадочной оболочки Земли равен 1100 млн. км³ (с учетом уплотнения современных осадков), а без входящих в ее состав вулканогенных пород — 950 млн. км³. Таким образом, объем стратисферы составляет около 11% от объема земной коры и 0,1% от объема всей Земли. Средняя мощность осадочной оболочки равна 2,2 км, причем если исключить из расчетов площадь щитов, не перекрытых осадками, то эта величина возрастает до 2,3 км. Наши цифры, в общем, близки к оценкам Кюнена (объем около 1000 млн. км³ и средняя мощность 2 км — Kuenen, 1950) и несколько выше оценки Полдерварта (объем 710 млн. км³ и средняя мощность 1,4 км — Полдерварт, 1957). Произведенные нами измерения показали, что основная масса осадков сосредоточена на материках (740 млн. км³) и континентальной окраине океанов (160 млн. км³), тогда как на глубоководные области океанов приходится всего лишь 240 млн. км³. Это распределение осадков на поверхности Земли коренным образом отличается от схемы Кюнена (материки — 200 млн. км³, океаны, включая шельф, — 800 млн. км³) и Полдерварта (материки — 180 млн. км³, пелагическая часть океана — 160 млн. км³, субокеаническая область — 370 млн. км³). Учитывая более высокую точность метода измерений, мы полагаем, что наши оценки объемов осадков ближе к действительности.

Косвенный метод подсчета общего количества осадочных пород по методу геохимического баланса, использованный Мидом (Mead, 1907), Кларком (Clarke, 1924) и Гольдшмидтом (Goldschmidt, 1933), дал явно заниженную цифру (330 млн. км³). Новая попытка, предпринятая Гаррелсом и Маккензи (1974), рассчитать баланс по хлору с учетом вклада в вещество осадков изверженных и вулканических пород дала гораздо большую массу осадков, равную $3{,}2 \cdot 10^{24}$ г (или 1280 млн. км³). Однако эта масса включает не только осадки собственно осадочной оболочки, но и глубокометаморфизованные докембрийские осадочные породы кристаллической коры. Цифра, приводимая Гаррелсом и Маккензи, ненамного превышает нашу оценку полного объема неметаморфизованных осадков (1100 млн. км³), но она заведомо ниже суммарного объема осадочных пород, формировавшихся в течение всей геологической истории Земли, если таковой можно было бы подсчитать.

В пределах материков около 72% объема всех осадочных пород приурочено к геосинклинальным областям и только 28% — к платформенным, причем средние их мощности составляют соответственно 12,4 и 2,4 км. Эти цифры получены с учетом сокращения во времени площади областей накопления в геосинклиналях и соответствующего прироста площади на платформах (рис. 1.3).

Наиболее распространенными осадочными породами материков являются глины и глинистые сланцы (40%). Песчаные, вулканогенные и карбонатные породы обладают приблизительно одинаковой распространенностью (соответственно 19,17 и 23%). На все остальные типы пород — главным образом эвапориты (соли, гипсы и ангидриты) — приходится не более 1%. Средний состав осадочной оболочки Земли, с учетом и без учета вклада вулканогенных толщ, подсчитан, исходя из данных об объемной распространенности отдельных типов пород (см. табл. 1.4).

Существенной особенностью осадочных пород является отчетливо выраженное отличие их состава (см. табл. 1.4, 1.8) от среднего состава пород «гранитной» оболочки (см. табл. 1.6, 1.8), являющихся одним из главных источников вещества осадков (по крайней мере для последних 1,6 млрд. лет истории Земли). Оно проявляется прежде всего в резко повышенном содержании в стратисфере и непосредственно

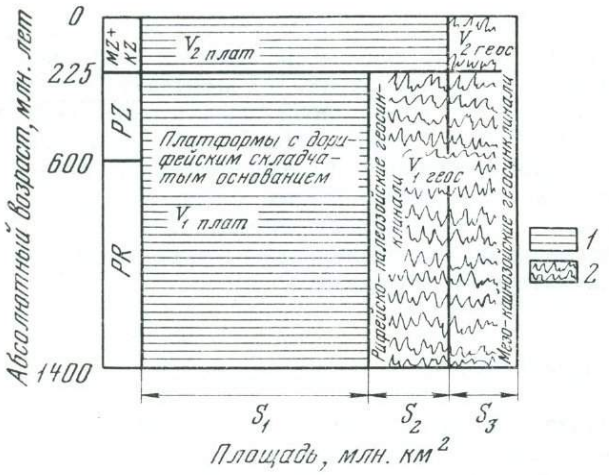


Рис. 1.3. К расчету средних мощностей геосинклинальных и платформенных отложений. Расчет велся по формуле

$$h_{\text{плат}} = \frac{V_{1\text{плат}}}{S_1} + \frac{V_{2\text{плат}}}{S_1 + S_2}$$

$$h_{\text{геос}} = \frac{V_{1\text{геос}}}{S_2 + S_3} + \frac{V_{2\text{геос}}}{S_3}$$

1 — осадки платформы; *2* — осадки геосинклиналей

с нею связанной гидросфере воды, углекислоты, органического углерода, а также серы, хлора, фтора, бора и других избыточных летучих, что рассматривается всеми геохимиками как указание на выделение летучих непосредственно из мантии при ее дегазации (Goldschmidt, 1933; Rubey, 1951; Виноградов, 1959, 1967).

Другой важной особенностью состава осадочных пород является высокое содержание в них кальция, что до сих пор остается самой загадочной чертой геохимии поверхностных оболочек. Весьма характерно также сдвинутое в пользу калия отношение натрия к калию, не компенсируемое избытком натрия в океане, что приводит к некоторому дефициту натрия в стратисфере и гидросфере вместе взятых относительно «гранитной» оболочки. Эта особенность является также проблемой, требующей специального исследования.

Окислительные условия на земной поверхности определяют более высокое отношение Fe_2O_3/FeO в осадочных породах, а также повышенное содержание в них сульфатной серы.

Все эти особенности наиболее ярко выражены в платформенных осадках, являющихся продуктами глубокого выветривания и далеко зашедшей поверхностной дифференциации. В отличие от них геосинклинальные осадки испытали менее глубокое изменение (особенно пески) и по своему составу ближе к составу материнских пород, среди которых весьма значительную роль играют основные вулканические породы глубинного происхождения (Ронов и др., 1965, 1966). Если принять во внимание, что с увеличением геологического возраста

Таблица 1.10. Средние химические составы (вес. %) и распространенность пород (объемн. %) геосинклинальных отложений в целом и отложений эвгеосинклинальных зон

Компоненты	Средний состав геосинклинальных отложений (табл. 1.4)	Состав отложений эвгеосинклинальных зон	
		Малый Кавказ (А. Б. Ронов, Ю. П. Гирин, Г. А. Казаков, среднее по 170 анализам)	францисканская формация Кордильерской геосинклинали (Schwab, 1971)
SiO_2	48,83	43,39	65,8
TiO_2	0,75	0,73	0,5
Al_2O_3	12,86	12,20	13,8
Fe_2O_3	2,51	3,69	1,6
FeO	3,06	2,31	3,6
MnO	0,11	0,12	0,1
MgO	3,11	3,29	2,6
CaO	12,70	16,31	3,0
Na_2O	1,65	2,50	3,4
K_2O	1,92	1,52	1,6
P_2O_5	0,16	0,11	0,1
$C_{орг}$	0,47	0,13	—
CO_2	8,67	9,25	0,7
SO_3	0,18	0,09	0,2
$S_{пир}$	0,15	0,06	—
H_2O^+	2,76	3,06	3,00
П. п. п.	0,16	1,23	—
Сумма	100,0	100,0	100,0
Na_2O/K_2O	0,86	1,64	2,12
Пески (в том числе граувакки и туфопесчаники)	18,0	21,6	79,4
Глины	38,0	8,3	10,0
Кремнистые породы	—	—	0,5
Карбонаты	21,8	21,7	0,1
Эвапориты	0,3	0,04	—
Эффузивы	21,9	48,4	10,0
Сумма	100,0	100,0	100,0

осадочных толщ увеличивается вклад геосинклинальных и, в частности, эвгеосинклинальных пород в общий баланс осадков, то роль основного материала должна проявиться еще более отчетливо. Это хорошо видно из сопоставления среднего состава геосинклинальных осадков и пород эвгеосинклинальных зон Малого Кавказа и Кордильер Северной Америки (табл. 1.10). В частности, в эвгеосинклинальных отложениях отношение Na_2O/K_2O сдвинуто в пользу натрия и приближается к значениям, характерным для геосинклинальных базальтов и андезитов (см. табл. 1.5).

1.3.2. «Гранитная» оболочка

«Гранитная» оболочка целиком сосредоточена на материковом блоке. Ее объем, масса и средняя мощность составляют в пределах собственно континентов соответственно: ~2500 млн. км³, $\sim 6{,}8 \cdot 10^{24}$ г и ~17 км, и ~3000 млн. км³, $\sim 8{,}2 \cdot 10^{24}$ г и ~14 км для континентов и субконтинентов, вместе взятых (см. табл. 1.5, 1.8).

Главными породами «гранитной» оболочки являются граниты, гранодиориты, гранитогнейсы и глубокометаморфизованные осадочные и осадочно-вулканогенные породы, приближающиеся по составу к кислым и средним магматическим породам. Породы же основного и ультраосновного состава слагают лишь около 10% объема оболочки. Эти соотношения предопределяют ее состав как близкий к гранодиориту, причем магматические породы имеют в среднем более кислый состав, чем парапороды, что сказывается на характерных геохимических параметрах. Так, например, величина отношения K_2O/Na_2O в магматических породах чуть меньше единицы, а в парапородах равна 1,2. Парапороды характеризуются также более высоким содержанием Fe, Mn, Mg, Ca и меньшим содержанием кремнезема (табл. 1.5). В целом состав «гранитной» оболочки по сравнению с составом осадочной и «базальтовой» оболочек отличается повышенным содержанием кремнезема, щелочей (K > Na) и большинства редких элементов (U, Th, TR, Zr, Nb, Be и др.).

Средний состав «гранитной» оболочки существенно отличается от среднего состава осадочных пород неогея. Это указывает на то, что вещество «гранитной» оболочки не могло быть единственным источником материала осадков, и существенную роль должны были играть основные лавы, поступавшие в геосинклинали при вулканических извержениях из более глубоких зон коры и верхней мантии. Это видно еще более отчетливо при сравнении средних химических

Таблица 1.11. Средний химический состав (вес. %) и распространенность пород (объемн. %) осадочной толщи геосинклиналей и метаморфических пород щитов

Компоненты	Осадочная толща геосинклиналей	Метаморфические породы щитов	
SiO_2	60,2	60,3	
TiO_2	0,9	0,6	
Al_2O_3	16,0	15,3	
Fe_2O_3	3,2	2,7	
FeO	3,8	4,4	
MnO	0,13	0,13	
MgO	3,1	3,8	
CaO	4,1	4,4	
Na_2O	1,9	2,0	
K_2O	2,4	2,4	
Fe_2O_3	0,19	0,18	
$C_{орг}$	0,58	0,10	
CO_2	1,5	1,5	
SO_3	0,14	0,11	
$S_{пир}$	0,17	0,06	
Cl	0,05	0,02	
F	0,05	0,06	
H_2O^+	1,6	2,0	
Th, 10^{-4} %	7,0	8,5	
U, 10^{-4} %	2,1	1,7	
Сумма	100,0	100,0	
Пески	22,4 } 69,6	83,7 { 7,8	Метапесчаники
Глины и глинистые сланцы	47,2 }	{ 75,9	Парагнейсы и кристаллические сланцы
Карбонаты	3,1	3,1	Карбонаты
	—	0,8	Железистые породы
Основные эффузивы	24,6 } 27,3	12,4 { 10,5	Амфиболиты и метаморфизованные основные эффузивы
Кислые эффузивы	2,7 }	{ 1,0	Метаморфизованные кислые эффузивы
Сумма	100,0	100,0	

Примечание. При пересчете состава осадочной толщи геосинклиналей доля карбонатов уменьшена до величины, равной их распространенности в докембрийских метаморфических толщах щитов (3,1 объемн. %); эвапориты исключены из расчетов, а из состава песков и глин удалены частично карбонат ($CaCO_3$) и вода с тем, чтобы концентрации CO_2 и H_2O в этих породах привести к уровню содержаний в соответствующих метаморфических породах.

составов метаморфических пород древних щитов и осадочно-вулканогенных толщ фанерозойских геосинклиналей. Непосредственное сопоставление этих составов (см. табл. 1.5, 1.4) показывает прежде всего значительно более низкие содержания карбонатов и карбонатных примесей в парапородах древних щитов. Если же пересчитать средний состав пород фанерозойских геосинклиналей таким образом, чтобы довести количество карбонатного материала до уровня, характерного для докембрийских формаций, как это сделано в табл. 1.11, то полученные цифры, отражающие химию терригенно-вулканогенных пород древнейших и более молодых геосинклиналей, оказываются очень близкими. Таким образом, главное отличие химического состава вещества «гранитной» оболочки от осадочного слоя континентов заключается, с одной стороны, в значительно меньшей доле карбонатного материала, а с другой — в формировании в пределах «гранитного» слоя огромной массы магматических пород в целом кислого состава преимущественно за счет коренной переработки более древних осадков процессами ультраметаморфизма, развивавшихся на определенной стадии в открытой системе и сопровождавшихся привносом растворов кремнезема и щелочей, что по современным воззрениям представляет существо процесса гранитизации.

1.3.3. «Базальтовая» оболочка

Объем, масса и средняя мощность «базальтового» слоя в пределах континентов составляют соответственно: ~ 3200 млн. км^3, $\sim 9{,}4 \cdot 10^{24}$ г и ~ 22 км, а континентов и субконтинентов в целом — 4100 млн. км^3, $\sim 11{,}9 \cdot 10^{24}$ г и $\sim 19{,}2$ км. Таким образом, размеры и масса «базальтовой» оболочки континентальной коры значительно превосходят размеры и массу «гранитного» слоя. В среднем отношение объема «базальтового» слоя к объему «гранитного» для континентальной коры равно 1,28. Более дифференцированные оценки (см. табл. 1.2, 1.3) показывают, что это отношение непостоянно и зависит от структурного положения и возраста той или иной тектонической зоны. В целом намечается рост величины отношений объемов «гранитного» к объему «базальтового» слоя при переходе от древнейших структур земной коры — докембрийских платформ — к рифейско-палеозойским и затем мезокайнозойским складчатым зонам, что в какой-то мере является отражением закономерного изменения среднего состава коры континентов в ходе геологического времени. Однако это лишь самая общая зависимость, от которой наблюдаются «отклонения» как в сторону более кислого состава (например, зоны байкальской складчатости СССР), так и в сторону более основного (Урал, Кавказ, Альпы). Такие отклонения среднего состава коры могли предопределить возникновение петрографических и геохимических провинций. Но более глубокий анализ этих важнейших особенностей химического строения коры представляет самостоятельную проблему, выходящую за рамки данной работы.

Рассмотренные выше геофизические и геохимические данные (стр. 387) заставили пересмотреть наши прежние представления о химическом составе «базальтового» слоя континентов (Ронов, Ярошевский, 1967) и отдать предпочтение предположению, что «базальтовый» слой сложен глубокометаморфизованными породами преимущественно основного состава. На долю гранитоидов и метаморфических пород кислого и среднего состава, согласно принятому допущению, приходится не более 30% общей массы оболочки. Это находит свое выражение и в рассчитанном нами химическом составе «базальтовой» оболочки. В целом его химические параметры занимают промежуточное положение между составом базальтов и андезитов, но с пониженным содержанием кремнезема и повышенным — магния и железа, что отражает специфику химизма древнейших основных пород щитов, среди которых определенную часть составляют коматииты (Viljoen, Viljoen, 1969) и другие базальты, обогащенные оливиновым компонентом. Этот состав существенно более основной, чем состав гранулитовых комплексов архея и гранулит-базитового слоя, рассчитанный Б. Г. Лутцем (1975) на основании гранулитовой модели.

Большим массам, значительной мощности и пестроте состава коры континентального блока противостоит более однородная и маломощная ($\sim 5{,}7$ км) океаническая кора объемом в 1700 млн. км^3 и с массой в $4{,}9 \cdot 10^{24}$ г, сложенная почти нацело примитивными океаническими толеитовыми базальтами и их метаморфическими эквивалентами. Эти базальты, если исключить ничтожное количество щелочных разностей, характеризуются низкими содержаниями K, Rb, Sr, Ba, P, U, Th, Zr, высокими отношениями K/Rb, Na/K и др. особенностями (Дмитриев, 1973; Энгель, Энгель, 1968, Engel e. a., 1965), что резко отличает их от континентальных пород и прежде всего связано с отсутствием здесь процессов гранити-

зации и с меньшей интенсивностью процессов дифференциации и выплавления из мантии. Вероятно, этим же объясняется меньшая мощность коры океанического типа и иной характер геотектонических процессов, в ней протекающих, а следовательно, и иной ход процессов осадочной дифференциации и осадконакопления.

Для океанической коры весьма характерно нахождение в зонах глубоких разломов (рифтовых долинах срединных океанических хребтов) ультраосновных пород (Виноградов, 1967; Дмитриев, 1973; Удинцев, Чернышева, 1966; Энгель, Энгель, 1968), рассматриваемых как выходы на поверхность пород мантии. Этот факт дает основание предположить возможное участие ультраосновных пород (серпентинитов) в строении нижних горизонтов океанической коры. По аналогии их нахождение вероятно и в основании «базальтового» слоя континентального блока.

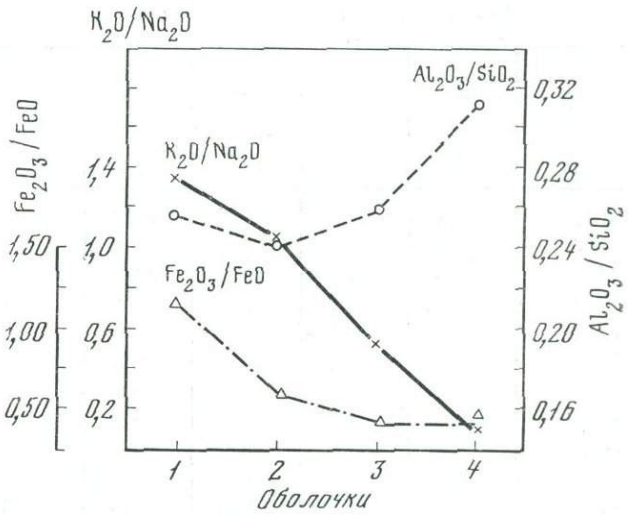


Рис. 1.4. Схема изменения величин отношений породообразующих элементов по разрезу земной коры

1—3 — оболочки материков: *1* — осадочная, *2* — «гранитная», *3* — «базальтовая»; *4* — «базальтовая» оболочка океанов

1.3.4. Кора в целом

Измерения показали, что около 64% объема коры сосредоточено на континентах, а с учетом субконтинентального типа эта цифра возрастает до 79%. Таким образом, континентальному блоку противостоит только около 21% объема океанической коры. Отношение объемов коры древних платформ к объемам коры послерифейских геосинклиналей составляет 1,5 : 1, тогда как средние мощности коры последних на 1 км больше средней мощности коры платформ (см. табл. 1.1). Эта слабо выраженная тенденция проявляется гораздо более отчетливо при рассмотрении конкретных профилей сейсмического зондирования платформ и геосинклиналей, данные которых показывают, что максимальные мощности коры платформ не превышают 50 км, а мощности геосинклиналей достигают 75 км (Беляевский, 1974). Из цифр табл. 1.1 намечается и другая тенденция, а именно, рост средних мощностей коры от древних к молодым геосинклиналям. Данная тенденция также подчеркивается конкретными примерами (Косминская, 1958). Эта закономерность тесно связана с рельефом поверхности: наиболее возвышенные участки приурочены к молодым (альпийским и мезозойским) складчатым зонам, а менее возвышенные — к более древним (герцинским, каледонским и байкальским). Аналогичная тенденция к увеличению мощности прослеживается и в пределах области развития океанической коры — от древних впадин к впадинам кайнозойских и современных геосинклинальных систем (табл. 1.1). Средняя мощность всей земной коры (включая материки и океаны) составляет около 20 км.

По своему химическому составу (см. табл. 1.8) земная кора в целом отвечает составу средних пород, хотя среди последних нельзя найти близкого ей аналога. В грубом приближении состав коры может быть описан смесью двух преобладающих типов пород — гранитов и базальтов — в пропорции 35 : 65. Средний химический состав земной коры изменяется с глубиной от осадочной к «базальтовой» оболочке (см. табл. 1.8). В этом направлении непрерывно возрастает содержание железа, магния, глинозема, уменьшается количество связанной воды (H_2O^+); содержание щелочей и кремнезема сперва растет от осадочной к «гранитной» оболочке, а затем снижается к «базальтовому» слою материков и далее океанов. Эти изменения в распределении отдельных компонентов по разрезу земной коры находят свое выражение в закономерном снижении от оболочки к оболочке (рис. 1.4) величин отношений K_2O/Na_2O, Fe_2O_3/FeO и в уменьшении значения алюмокремневого модуля (Al_2O_3/SiO_2) при переходе от осадочной оболочки к «гранитной», а затем последовательном его увеличении в «базальтовых» оболочках континентальной и затем океанической кор. Таким образом, график отражает общую тенденцию роста основности пород земной коры с глубиной.

Таблица 1.12. Средний химический состав континентальной коры по данным разных авторов

Компонент	Clarke (1924)	Goldschmidt (1933)	А. П. Виноградов (1962)	Taylor (1964)	Полдерварт (1957)	А. Б. Ронов, А. А. Ярошевский (1967)	Pakiser, Robinson (1967)	Holland, Lambert (1972)	А. А. Беус (1972)	Б. Г. Лутц (1975)	А. Б. Ронов, А. А. Ярошевский, данные 1976 г.
SiO_2	60,3	60,5	63,4	60,4	59,4	61,9	57,4	62,6	60,2	63,0	59,3
TiO_2	1,0	0,7	0,7	1,0	1,2	0,8	1,2	0,7	1,0	0,6	0,7
Al_2O_3	15,6	15,7	15,3	15,7	15,5	15,6	15,1	15,6	16,1	15,7	15,0
Fe_2O_3	3,2	3,3	2,5	7,2	2,3	2,6	2,3	6,1	9,1	2,1	2,4
FeO	3,8	3,5	3,7	—	5,0	3,9	5,5	—	—	4,0	5,6
MnO	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,2	0,1	0,1	0,1	0,1
MgO	3,5	3,6	3,1	3,9	4,2	3,1	5,6	3,2	5,3	3,6	4,9
CaO	5,2	5,2	4,6	5,8	6,7	5,7	7,4	6,0	3,8	5,0	7,2
Na_2O	3,8	3,9	3,4	3,2	3,1	3,1	3,0	3,4	2,2	3,4	2,5
K_2O	3,2	3,2	3,0	2,5	2,3	2,9	2,0	2,3	2,0	2,5	2,1
P_2O_5	0,3	0,3	0,2	0,2	0,2	0,3	0,3	—	0,2	—	0,2
Сумма	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0

В целом половина массы вещества земной коры сложена магматическими и метаморфическими породами основного состава (габбро, базальтами, амфиболитами, основными гранулитами, эклогитами, табл. 1.9). Количество кислых магматических и метаморфических пород немногим выше 20% общей массы коры. Примерно такой же распространенностью пользуются глины и их метаморфические эквиваленты — парагнейсы и кристаллические сланцы. Почти на порядок ниже распространенность карбонатов и песчаных пород. На все остальные типы пород (ультраосновные и щелочные магматические породы, эвапориты, железистые кварциты и др.) приходится в общей сложности менее 0,5%.

В табл. 1.12 собраны воедино оценки среднего химического состава коры континентов, полученные разными авторами за последние 50 лет. Несмотря на различие методов подсчетов и исходных данных, положенных в основу расчетов, поражает близость и устойчивый характер оценок. Несомненно, это свидетельствует, что современная геохимия приблизилась к адекватному пониманию объекта. Наблюдаемые колебания цифр содержания отдельных компонентов определяются в конечном счете различиями в пропорциях основного и кислого материала, принятыми на том или ином основании исследователями в своих подсчетах. В нашей новой модели химического строения континентальной коры, опирающейся на обширные эмпирические данные о реальных составах метаморфических толщ с их характерным и сдвинутым в пользу калия отношением K_2O/Na_2O, с учетом фактического распространения карбонатных пород в земной коре и преобладанием основного материала в «базальтовом» слое, состав коры более основной, чем в моделях, основанных на идее о геохимическом балансе (А. П. Виноградов, Тэйлор) и на гипотезе о гранулитовом составе нижних горизонтов коры материков (Холланд и Ламберт, Б. Г. Лутц). Выведенный нами состав приближается к составу континентальной коры, рассчитанному Полдервартом в предположении, что состав «базальтовой» оболочки основной.

Некоторым критерием правильности предлагаемой нами химической модели строения земной коры может служить соответствие этой модели независимым геофизическим данным о поверхностных тепловых потоках. Общая генерация тепла, рассчитанная на основании наших оценок распространенности радиоактивных элементов (K, U, Th) в земной коре различного типа, составляет: для континентальной коры $1{,}1 \cdot 10^{-6}$, субконтинентальной $0{,}56 \cdot 10^{-6}$, океанической $0{,}02 \cdot 10^{-6}$ кал/см²·с. Эти величины не превышают средних значений измеренных тепловых потоков для соответствующих структурных зон земной коры (см., например, Любимова, 1968). Однако надо отметить, что для континентальной коры вклад собственно корового тепла в величину поверхностного теплового потока ($1{,}2 \cdot 10^{-6}$ кал/см²·с) достигает 90% и более. Это указывает на то,

что наши оценки радиоактивности коры, по-видимому, близки к максимально допустимому пределу.

Сложным и нерешенным, но крайне важным для геохимии является вопрос о количестве воды, заключенной в земной коре, и гидросфере в целом. Полученная нами цифра ($0{,}41 \cdot 10^{24}$ г, см. табл. 1.8) представляет только связанную воду, обычно обозначаемую в анализах как «H_2O^+». Принимая во внимание гигроскопическую (H_2O^-), поровую и пластовую воды, массы которых недавно были приблизительно подсчитаны Ф. А. Макаренко ($0{,}48 \cdot 10^{24}$ г) (В. П. Зверев и др., 1974), общее количество воды в земной коре можно оценить в $0{,}9 \cdot 10^{24}$ г, что вместе с океаном ($1{,}4 \cdot 10^{24}$ г) составит величину $2{,}3 \cdot 10^{24}$ г, а эта величина близка к оценке В. И. Вернадского ($3 \cdot 10^{24}$ г), Полдерварта (1957) ($1{,}8$—$2{,}7 \cdot 10^{24}$ г) и выше цифры, данной А. П. Виноградовым (1967) ($1.8 \cdot 10^{24}$ г).

1.4. Заключение

Средний химический состав земной коры (табл. 1.8) является важнейшей характеристикой планеты, знание которой необходимо для понимания многих глобальных процессов. По современным представлениям (Виноградов, 1959, 1967) вещество земной коры выделилось из мантии в результате радиального процесса выплавления и дегазации. Существо процесса выплавления заключается в выносе к поверхности планеты «легкоплавких» и летучих компонентов, образовавших атмосферу, гидросферу и земную кору. Химический состав земной коры отличается от состава нижележащих оболочек и первичного метеоритного вещества повышенной концентрацией кремнезема, щелочных металлов, большинства редких элементов (U, Th, TR, Zr, Nb, Be и др.) и пониженным содержанием магния и элементов группы железа (Fe, Co, Ni, Cr).

Сопоставление масс компонентов, вынесенных к поверхности, с содержанием этих компонентов в исходном (метеоритном) и остаточном (дунитном) веществе позволило определить глубину мантии, затронутой процессами дифференциации (Виноградов, 1959; Виноградов, Ярошевский, Ильин, 1970). Подсчеты, проведенные в настоящей работе, показывают, что глубина проникновения этого процесса под континентами приблизительно в 5—8 раз больше, чем под океанами. Это находит, по-видимому, свое выражение в различиях строения мантии. Общая масса вещества, вынесенного из мантии в материковую ($22{,}37 \cdot 10^{24}$ г) и океаническую ($6{,}09 \cdot 10^{24}$ г) коры, является мерой интенсивности процессов, развивающихся под этими структурами. Можно полагать, что эти различия в интенсивности процесса дифференциации в мантии так или иначе связаны с разными энергетическими ее ресурсами под материками и океанами.

Совокупность данных о распространенности различных типов пород в земной коре позволяет снова обратить внимание на давно высказанные представления (см., например, Левинсон-Лессинг, 1910) о петрологической независимости, самостоятельности двух типов пород земной коры: гранитов и базальтов. Вещество основных пород и компоненты, привнесенные при гранитизации осадочно-метаморфических толщ древних щитов, логично рассматривать как первичное, ювенильное, в той или иной форме выделившееся из мантии и поступившее в земную кору (Виноградов, 1959; Кропоткин, 1955; Белоусов, 1966; и др.). Поскольку основная масса ювенильного материала проникает в кору из мантии на геосинклинальной стадии развития, то сокращение общей площади геосинклиналей в ходе геологической истории (Ронов, 1976) с несомненностью указывает на уменьшение интенсивности данного процесса во времени.

Ювенильное вещество, поступившее из мантии на земную поверхность, испытывает глубокую дифференциацию в процессах выветривания и седиментации. Есть все основания полагать, что поверхностная дифференциация — один из основных, если не главный процесс, определяющий пестроту состава и неоднородность строения земной коры и отдельных ее структур (Ронов, 1964; Барт, 1962).

Представляется очевидным (см., например, работы о геохимическом балансе элементов в процессах выветривания и осадкообразования — Mead, 1907; Clarke, 1924; Goldschmidt, 1933; Барт, 1962), что пропорция и средний химический состав осадочных пород определяются химическим составом выветривающегося материала. Однако измеренные пропорции осадочных пород (глины: пески: карбонаты = = 49 : 23 : 28) и их средний химический состав (см. табл. 1.4) при сравнении со средними составами изверженных пород «гранитной» и «базальтовой» оболочек свидетельствуют об отсутствии такого баланса. Это несоответствие

заключается прежде всего в значительном избытке кальция и некотором недостатке натрия в осадках, даже если учитывать натрий океанов. В настоящее время трудно предложить серьезно обоснованное решение этой задачи.

Если отвлечься от деталей, то, пожалуй, главной характерной чертой земной коры в целом является гомогенность ее вещества. Распространенность крайних продуктов внутрикоровой дифференциации, имеющих исключительное значение для практической деятельности человека, не выходит за рамки 0,5% общей массы земной коры. К таким образованиям относятся крайние производные магматической дифференциации (нефелиновые сиениты, пегматиты, хромитовые и титаномагнетитовые руды и т. п.), продукты метасоматоза и гидротермального минералообразования, концентрирующие преобладающую часть элементов Периодической системы. В количественном отношении все эти многообразные и сложные проявления дифференциации подчинены в земной коре другим, значительно более мощным процессам гомогенизации ее вещества — метаморфизму, гранитизации, палингенезу. При этом следует напомнить, что эти процессы немыслимы, если не допустить воздействия глубинных энергетических факторов и поступления в земную кору ювенильных легкоподвижных продуктов дифференциации вещества мантии.

В связи с этим важно подчеркнуть сделанный нами ранее вывод о сходстве средних химических составов метаморфических толщ и геосинклинальных осадков (см. табл. 1.11). По всей вероятности, это указывает на то, что процессы метаморфизма в земной коре происходят в закрытой системе, без существенного привноса вещества. Вместе с тем непосредственное сравнение составов геосинклинальных осадочных пород и «гранитной» оболочки в целом указывает на значительный привнос кремнезема и щелочей (особенно калия) при гранитизации осадков. Эти два процесса — метаморфизм геосинклинальных толщ и последующая их гранитизация, сопряженные в пространстве и времени,— с геохимической точки зрения являются основными глубинными процессами, протекающими в земной коре и несущими на себе следы как воздействия поступающих из мантии вещества и энергии, так и коренной переработки корового вещества в поверхностных процессах.

Химическая структура земной коры возникла в процессе эволюции состава мантии и внешних оболочек Земли (гидросферы и атмосферы). Имеющиеся данные, характеризующие изменение в ходе геологического времени лишь самых поверхностных образований — осадков и пород щитов (Полдерварт, 1957; Виноградов, 1959; Страхов, 1962; Ронов, 1964; Ронов, Мигдисов, 1970), несомненно, указывают на эволюцию коровых процессов. Вероятно, раскрытие законов этой эволюции и получение непосредственной информации о составе пород глубинных зон коры позволят решить основные загадки нарушения геохимического баланса и построить теоретически непротиворечивую картину химического строения земной коры.

Глава вторая

СОСТАВ ВЕРХНЕЙ МАНТИИ

2.1. Гипербазиты мантийного происхождения и петрохимический состав верхней мантии [1]

Вопрос о составе верхней мантии Земли иногда подменяется более широким вопросом о родоначальном веществе всей мантии нашей планеты. Но общие выводы планетологии и космохимии о химической близости мантии к метеоритам определенных типов явно недостаточны для решения геологических проблем. Геологам необходимо конкретное знание состава верхней мантии — геосферы, распространяющейся в глубину от раздела Мохо на 300—400 км и тесно связанной с земной корой. Некоторые сведения о химизме этой области Земли уже сейчас могут быть получены на основании своего рода «образцов» мантийного вещества, которые попадают на поверхность в результате тектонических движений и магматической деятельности на подкоровой глубине. Каждый из таких «образцов» может характеризовать верхнюю мантию в определенной структурной зоне планеты, на определенной глубине, в определенный отрезок времени.

Однако доступные для изучения образцы мантийного вещества распределены в пространстве неравномерно, а реконструкция состава и строения верхней мантии представляет сейчас самостоятельную сложную задачу, к решению которой петрология лишь приступает.

Вместе с тем вопрос о составе верхней мантии представляется настолько интересным и актуальным, что попытки ответить на него следуют одна за другой (Harris e. a., 1967; Hutchison e. a., 1970; Kuno, Aoki, 1970; Лутц, 1975), причем каждая последующая, не исключая и нашу, оперирует со все большим объемом аналитического материала. Еще в 1967 г. состав мантии рассчитывался всего по трем анализам гранатового перидотита (Harris e. a., 1967). Сейчас статистическая распространенность мантийных пород разного состава на разных глубинах оценивается на основании сотен анализов.

Детальный критический разбор геологических источников информации о составе верхней мантии был дан Уайли (Willie, 1970), который относил к числу таковых альпинотипные перидотиты континентов и островных дуг, гипербазит-базитовые комплексы океанского дна, лерцолитовые включения в базальтах и ксенолиты ультраосновного и эклогитового состава в кимберлитовых трубках взрыва. Глубинные магмы, поступающие из мантии, также несут информацию о ее химическом составе, особенно те из них, которые при подъеме к поверхности не испытали существенной дифференциации. Очевидно, что эти магмы представляют собой лишь некоторую составную часть мантийного вещества и что для вычисления целого должны быть суммированы составы расплава и тугоплавкого остатка, взятые в определенной пропорции, соответствующей степени плавления. В этом, собственно, и состоит идея комплементарности, широко применяемая для оценки состава мантии. Подход к оценке может несколько различаться: одни исследователи задают состав выплавки (базальт) и остатка (дунит, гарцбургит) и, принимая ту или иную степень плавления, находят состав недифференцированной мантии, другие исследователи рассматривают все ультраосновные породы как подвергшиеся большему или меньшему выплавлению и для установления исходного состава прибегают к экстраполяции. В общей форме представление о комплементарности основных и ультраосновных пород вполне обосновано, но применительно к конкретным геологическим объектам и регионам оно обычно остается недоказанным. По-видимому, наиболее убедительно петрохимическая комплементарность была показана ме-

[1] Раздел составлен Л. В. Дмитриевым, А. В. Ухановым, А. Я. Шараськиным.

Таблица 2.1. Химический состав мантии Земли по оценкам разных авторов

Окислы	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
SiO_2	47,1	48,09	43,25	43,20	45,16	44,2	46,0	43,9	40,2	45,0	45,9	43,89	44,8
TiO_2	Не опр.	0,13	Не опр.	0,58	0,71	0,10	0,20	0,17	2,0	0,36	0,3	0,32	0,4
Al_2O_3	3,3	3,03	3,90	4,01	3,54	2,7	3,3	4,1	5,1	4,1	4,3	4,04	3,25
Cr_2O_3	Не опр.	0,55	Не опр.	0,42	0,43	0,30	0,3	0,48	Не опр.	Не опр.	0,3	0,42	0,42
Fe_2O_3	—	—	—	0,35	0,46	1,1	—	—	7,9	—	—	3,55	2,95
FeO	—	—	—	7,88	8,04	7,03	—	—	7,7	—	—	5,57	5,28
FeO	12,9	12,7	9,25	8,20	8,45	8,3	13,0	8,67	14,8	11,0	8,6	8,77	7,94
MnO	Не опр.	0,43	Не опр.	0,13	0,14	0,15	0,6	0,1	Не опр.	0,16	0,2	0,13	0,13
NiO	То же	Не опр.	То же	0,39	0,20	0,20	0,3	0,10	То же	Не опр.	0,2	0,28	0,27
MgO	29,7	31,15	38,10	39,54	37,47	41,3	32,3	37,9	27,5	33,0	37,4	38,49	39,60
CaO	2,6	2,32	3,22	2,67	2,08	2,4	2,7	3,2	7,2	4,0	2,3	2,75	2,54
Na_2O	1,1	1,13	1,78	0,61	0,57	0,25	1,2	0,52	1,3	0,68	0,5	0,37	0,48
K_2O	0,1	0,13	Не опр.	0,22	0,13	0,015	0,1	0,17	0,9	Не опр.	0,05	0,12	0,08

1 — мантия, эквивалентная силикатной фракции хондритов (Виноградов, 1959); 2 — мантия + кора, вычисленные по среднему составу оливин-бронзитовых метеоритов (Мейсон, 1971); 3 — хондритовая модель (Ringwood, 1966); 4 — пиролит I (Green, Ringwood, 1963); 5 — пиролит III (Ringwood, 1966); 6 — мантия, эквивалентная гранатовому перидотиту (Harris e a., 1967); 7 — расчетный состав мантии, по Ю. Г. Щербакову, 1968; 8 — расчетный состав мантии по сопоставлению средневзвешенных составов гипербазитовой и базальтовой магм зоны глубинного разлома Урала (С. Ф. Соболев, 1969); 9 — мантия, эквивалентная среднему составу щелочно-ультраосновных магматических пород Гулинского поля (Шейнманн, 1968); 10 — первичный лерцолит мантии (Куно, 1970); 11 — исходный состав мантии океанов, вычисленный при соотношении: 85 % остаточного гарцбургита и 15 % океанского толеита (Дмитриев, 1973); 12 — недифференцированная вверхняя мантия складчатого обрамления юга Сибирской платформы (Глазунов. 1973); 13 — мантия континентов до глубины 150 км, вычисленная при взятом соотношении пород: эклогит — 10, гранатовый перидотит — 50, шпинелевый перидотит — 30, альпинотипный гипербазит — 10 % (Лутц, 1975).

жду океанскими гарцбургитами, лерцолитами и толеитами (Дмитриев, 1973).

В табл. 2.1 приводятся оценки химического состава мантии Земли, сделанные разными авторами за последние 20 лет. Модельные составы 1—3 основаны на данных космохимии и относятся к мантии в целом; составы 4, 5, 7, 8, 11 рассчитаны для верхней мантии на основе представлений о комплементарности ультраосновных пород и основных магм; составы 6, 9, 10, 12, 13 получены в результате отождествления вещества верхней мантии с конкретными горными породами. Все предполагаемые составы довольно близки и соответствуют гипербазитам. Однако эти оценки нельзя считать независимыми, и их близость, возможно, не столько свидетельствует о том, что проблема химизма находится в благополучном состоянии, сколько отражает господствующее у геологов представление.

В общем, проблема состава верхней мантии складывается из следующих главных вопросов (в порядке возрастания их сложности и неопределенности возможных ответов). 1. Какие горные породы слагают верхнюю мантию? 2. Каков их химический состав? 3. Каковы количественные соотношения этих пород под корой, имеющей разную структуру, и как они меняются с глубиной? 4. Как меняются эти соотношения в ходе геологического развития. 5. Каков баланс вещества во взаимодействии кора—верхняя мантия? 6. Существует ли массообмен между верхней мантией и более глубокими геосферами, в чем он состоит? Решение последнего вопроса находится, очевидно, за пределами возможностей современной геологической науки; вопросы 3, 4 и 5 становятся актуальными и вызывают большой интерес; вопросы 1 и 2 решаются на основе продолжающегося накопления фактических данных из тех источников информации, о которых было сказано выше.

Рассмотрим эти данные подробнее.

Породы мантийного происхождения, входящие в офиолитовые ассоциации континентов и островных дуг, включают довольно разнообразные гипербазиты преимущественно шпинелевой фации глубинности, а также базиты, среди которых преобладают базальты толеитовой группы. Породы андезитового, реже монцонитового состава, распространенные в ассоциациях островных дуг, также, вероятно, могут иметь мантийное происхождение, хотя эта точка зрения весьма спорна.

Серьезная трудность в отношении использования офиолитовых комплексов как источника информации о составе мантий состоит в том, что породы этих комплексов (в особенности гипербазиты) интенсивно изменены уже в условиях коры. Однако расчеты показывают, что в подавляющем большинстве серпентинизация проходит без существенного изменения первичного состава, только за счет обводнения. Породы, испытавшие метаморфические и другие изменения, удается опознать и из рассмотрения исключить.

В океанских регионах гипербазит-базитовые ассоциации мантийного происхождения представлены комплексом лерцолитов, гарцбургитов и слабодифференцированных толеитовых базальтов. Глубина их возникновения, по-видимому, была минимальной. Относительно простой путь геологического развития гипербазит-базитовых ассоциаций океанов дает возможность понять их основные петролого-геохимические особенности, а это позволяет экстраполировать получаемые выводы на близкие по способу образования ассоциации офиолитов.

Включения ультрабазитов и эклогитов в кимберлитах дают наиболее разнообразный материал верхней мантии, доставленный с максимального интервала глубин. Особенно интересны данные по алмазоносным эклогитам и алмазсодержащим гранатовым перидотитам, происходящим с наиболее глубоких горизонтов мантии (Н. В. Соболев, 1974). При быстром подъеме кимберлитовой магмы крупные ксенолиты мантийных пород полностью не успевают прогреться (Уханов, Малышева, 1973), тогда как мелкие могут даже подвергнуться плавлению. Сравнительно крупные ксенолиты в центральных частях нередко сохраняются неизменными также и при последующей серпентинизации кимберлита, перерабатывающей более мелкие ксенолиты.

Среди включений в базальтах кроме широко распространенных перидотитов в последние годы были изучены более редкие разновидности, главным образом пироксениты (Кутолин, Фролова, 1974). При этом были намечены критерии, позволяющие отличать ксенолиты мантии от продуктов магматических сегрегаций и фрагментов интрузивных пород. Плавление включений наблюдается нередко, причем пироксениты оказываются наименее устойчивыми.

В общем, почти во всех проявлениях вещества мантии на поверхности Земли преобладающей, или даже единственной, петрографической разновидностью пород являются перидотиты (в широком значении термина). Эклогиты, встречающиеся изредка среди включений в базальтах и обильные в некоторых кимберлитовых трубках, количественно не учтены, как не учтены и пироксениты. Подсчеты количественных соотношений ксенолитов разных глубинных пород в отдельных трубках и жерлах, так же как и объемов разновидностей перидотитов в пределах массивов, начаты недавно и еще не могут быть обобщены. Следует, кроме того, еще учитывать и то обстоятельство, что названия, применяемые разными авторами, не всегда согласуются. Все это вынуждает нас на данном этапе изучения, во-первых, судить о петрографической принадлежности породы мантийного происхождения прежде всего по ее силикатному анализу и, во-вторых, количество опубликованных анализов тех или иных гипербазитов принимать за меру их статистической распространенности.

Признавая, что в настоящее время возможность объективного анализа данных по мантийным породам существует лишь в отношении ультрабазитов и что именно они определяют состав верхней мантии, мы сочли своей основной задачей, обобщив имеющиеся данные, решить, «какими разновидностями перидотитов сложена верхняя мантия на разных глубинах» (Белоусов, 1972, с. 614) и в разных районах. По петрохимии глубинных включений в базальтоидах и кимберлитах мы стремились использовать весь доступный материал, систематический сбор которого проводится в ГЕОХИ АН СССР в течение ряда лет. Пропуски, которые оказались неизбежными, по-видимому, не меняют характера этой информации. Данные по петрохимии гипербазитов океана в общем претендуют на полноту. Используя данные по ультрабазитовым поясам континентов, мы ограничились районами Урала и Саян (Малахов, 1966; Пинус, Колесник, 1966) как наиболее детально изученными областями развития офиолитов на территории СССР. Рассмотрены также гипербазиты островных дуг и окраин Тихого океана, для которых имелись достаточно полные сводки по петрохимии (в частности, Пинус и др., 1974). Использованы как индивидуальные анализы пород (более 500), так и средние составы типичных разновидностей ультрабазитов отдельных регионов (пояснения к рис. 2.1).

Фактический материал представлен на петрохимической диаграмме, где состав каждой индивидуальной или средней пробы выражается точкой внутри прямоугольного тетраэдра с вершинами: (Si) — (Mg + Fe) — (Ca + Na) — (Al + Cr) — (в атомн. %) и соответственно

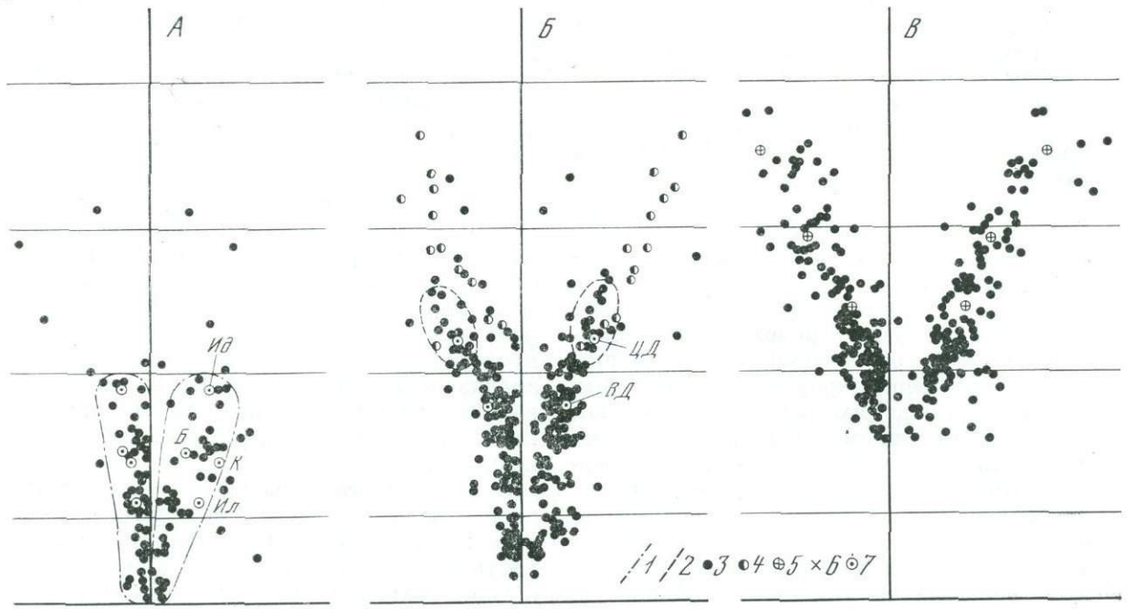


Рис. 2.1. Петрохимическая диаграмма гипербазитов мантийного происхождения в координатах: Si—(Mg+Fe)—(Al+Cr)—(Ca+Na) *(черные точки на диаграмме индивидуальные силикатные анализы)*

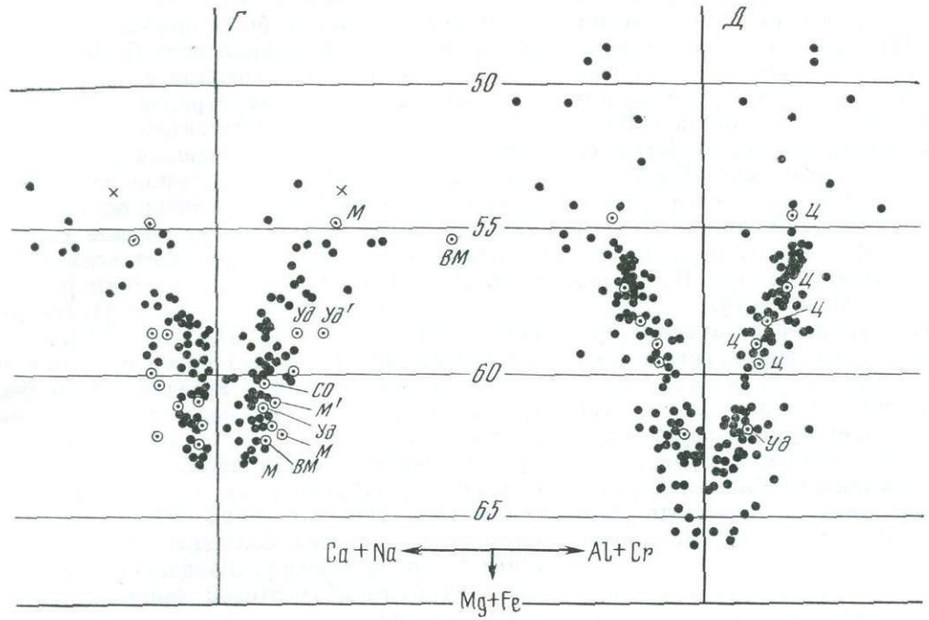
А — породы дунит-гарцбургитовой формации Саян (Пинус, Колесник, 1966); *Б* — гипербазиты островных дуг и окраин континентов: Чукотка (Пинус и др., 1974), Япония*, Вьетнам*, Новая Каледония *, Новая Зеландия *, Калифорния *, Куба и Пуэрто-Рико (Hess, 1964); *В* — ультраосновные породы, драгированные со дна Индийского и Атлантического океанов *; *Г* — включения гранатовых перидотитов в кимберлитах Южной Африки и Сибири; *Д* — включения шпинелевых перидотитов в кимберлитах и базальтоидах. *1*— область составов хромитоносной формации Урала (80% анализов по И. А. Малахову, 1966); *2* — область составов серпентинитов Пуэрто-Рико; *3* — индивидуальные силикатные анализы дунитов и перидотитов; *4* — то же, «высокотемпературных» перидотитов (Green, 1967); *5* — то же, милонитизированных перидотитов скалы Св. Павла *); *6* — модельный состав пиролита (Green, Ringwood, 1970); *7* — средние составы ультраосновных поясов (*Ид* — Идарского, *Б* — Борусского, *К* — Куртушибинского, *Ил* — Ильчирского, по О. М. Глазунову и Ю. Н. Корнакову, 1973; *ЦД* — центральной зоны Динарид, *ВД* — внутренней зоны Динарид Югославии, по З. Максимовичу, 1971) и петрографических разновидностей включений из вулканических жерл (*Ц* — центральный Массив, Франция, по Hutchison e. a., 1970) и кимберлитовых трубок (*М* — «Мир», *Уд* — «Удачная», *М′* и *Уд′* — рассланцованные, *ВМ* — Верхне-Мунского района, *СО* — Средне-Оленекского района, по А. Д. Харькиву, 1976)
Составил А. В. Уханов

* Ссылки даны в работе Л. В. Дмитриев и др. (1972)

двумя точками на плоскости развертки тетраэдра. Выбор координат достаточно очевиден и соответствует тому, что в первом приближении ультраосновная порода моделируется четырехкомпонентной системой: Si—Mg—Ca—Al.

При сравнении использованных диаграмм (рис. 2.1) достаточно отчетливо проступают черты сходства и черты различия отдельных групп ультрабазитов мантийного происхождения. Обращает на себя внимание общая тенденция изменения химического состава пород в каждой из выделенных групп. По мере уменьшения основности пород, т. е. при убывании процентного содержания (Mg + Fe) (на диаграмме снизу вверх), первоначально содержания Ca и (Al + Cr) остаются постоянными и низкими, но затем с некоторого предела ($\sim$ 61%) (Mg + Fe) они начинают возрастать, так что рисунок, образуемый точками отдельных анализов, приобретает очертания воронки. Интенсивность этого возрастания примерно одинакова для всех групп шпинелевых гипербазитов, хотя они имеют разную основность. Меняется также и густота рассеивания точек по ветвям петрохимических диаграмм.

Гранатовые разновидности в общем отличаются бо́льшим боковым разбросом. Иными словами, среди этих пород при одинаковом содержании (Mg + Fe) могут быть бо́льшие или меньшие содержания Si, Ca и (Al + Cr). В минеральном составе это проявляется в бо́льших или меньших количествах клинопироксена и граната. Так, среди гранатовых перидотитов



существуют разновидности, обогащенные или обедненные гранатом и клинопироксеном, примером чему служат так называемые рассланцованные и зернистые гранатовые перидотиты кимберлитовых трубок Лесото (Boyd, Nixon, 1973).

Сравнивая по основности гипербазиты отдельных групп, мы использовали гистограммы (рис. 2.2), на которых более четко выявляются различия ультраосновных пород и прежде всего океанских и альпинотипных гипербазитов. Как уже отмечалось нами ранее (Дмитриев и др., 1972; Дмитриев, 1973), гипербазиты океанского дна оказываются менее основными, чем те же породы островных дуг, окраин континентов и тем более континентов. Однако следует иметь в виду, что рассмотренные нами континентальные гипербазиты (Урал, Саяны) относятся целиком к дунит-гарцбургитовому подтипу, который, хотя и имеет наиболее широкое распространение среди прочих гипербазитов (Jackson, Thayer, 1972; Nicolas, Jackson, 1972), все же не является единственным.

Учитывая частоту встречаемости ультрабазитов различной основности, можно выделить определенные и достаточно обособленные петрохимические типы. Таковых четыре, причем два первых развиты в складчатых поясах и не встречены на океанском дне, а два остальных характерны для океанов, хотя встречаются и на островах и на континенте.

Тип I — дуниты, в классическом понимании этого термина; представленные данные позволяют говорить о наличии четкой границы между дунитами и гарцбургитами и подтверждают тем самым правомерность двойного названия дунит-гарцбургитовой формации.

Тип II — гарцбургиты, столь широко распространенные в складчатых поясах и характеризующиеся большим петрографическим и петрохимическим однообразием. В соответствующей формации гарцбургиты количественно неизменно преобладают над дунитами, так что последние в разных поясах составляют от 5 до 30%, хотя, судя по числу опубликованных анализов, их доля кажется значительно большей.

Тип III — породы, которые следовало бы назвать гарцбургит-лерцолитами, поскольку по концентрации CaO они стоят между гарцбургитами и типичными лерцолитами, а небольшие колебания в содержании этого компонента (и, следовательно, моноклинного пироксена) дают повод причислять их то к гарцбургитам, то к лерцолитам. Эти «гарцбургит-лерцолиты» — наиболее распространенная разновидность среды гипербазитов, драгированных с океанского дна (60—70% всех находок). Они развиты и за пределами океанского ложа — на окраинах континентов и в островных дугах, где образуют цепочки массивов и пояса, в составе которых

видное место занимают не гарцбургиты, а лерцолиты. Разделение перидотитов на петрохимические типы II и III подтверждается отмеченной выше геологической самостоятельностью дунит-гарцбургитовых и дунит-лерцолитовых поясов. Как пример достаточно назвать Внутреннюю (тип II) и Центральную (тип III) зоны динарид Югославии (Максимович, 1972), Западно-Чукотский и Корякский пояса (Пинус и др., 1974), пояса Сангун и Хидака в Японии (Research group, 1973), Борусский и Куртушебинский (тип II) и Идарский (тип III) пояса Саян (Глазунов, Корнаков, 1975).

Тип IV — лерцолиты, распространенные преимущественно среди гипербазитов океанского дна (~ 30% всех находок). В континентальной обстановке IV типу отвечают составы так называемых высокотемпературных перидотитов (Green, 1967), которые, в общем, редки.

Переходя к включениям глубинных пород в базальтоидах и кимберлитах, отметим, что среди этих включений дуниты (тип I), по-видимому, вообще не попадались. Во всяком случае анализы таких пород не были опубликованы (мономинеральные оливиновые обособления, встреченные в ряде кимберлитовых трубок и в базальтоидах, мы не рассматриваем из-за спорности их генезиса). Гистограмма Д (рис. 2.2) показывает, что среди желваков шпинелевых перидотитов вполне определенно выделяются две петрохимические разновидности — гарцбургиты, полностью соответствующие типу II, и лерцолиты (больше половины всех анализов). Последние по своей основности располагаются между перидотитами III и IV (на диаграмме они обозначены индексом III′).

Отметим при этом, что более основные перидотиты встречаются в кимберлитах и базанитах чаще, чем в базальтах где резко преобладают лерцолиты. Включения в базальтах представляются идентичными гипербазитам океана, а ультраосновные породы шпинелевой фации глубинности из кимберлитовых и базанитовых трубок при больших вариациях состава содержат также разновидности, типичные для дунит-гарцбургитовой формации складчатых поясов.

Ультраосновные породы, принадлежащие к пироповой фации глубинности и представленные желваками в кимберлитовых трубках, охватывают в общем тот же интервал составов, что и включения шпинелевых перидотитов, но распределение их не имеет столь же четкой двумодальности. Скорее всего в этой группе мы имеем дело с взаимным наложением трех петрохимических типов: II, III и IV, как это и показано на рис. 2.2. Петрографические данные не противоречат этому, и применение многими авторами таких названий, как «гранатсодержащие оливиниты», «гранатовый дунит», «гранатовые лерцолиты с низким содержанием клинопироксена» и т. п., вполне определенно указывает на породу, в химическом отношении аналогичную гипербазиту типа II. С другой стороны, выделение в качестве особой группы «гранатовых лерцолитов с повышенным содержанием клинопироксена» (Харькив, 1976) свидетельствует о присутствии на рассматриваемых глубинах пород IV типа.

Таким образом, вся совокупность перидотитов мантийного происхождения статистически распадается на небольшое число определенных петрохимических типов, средние составы которых приведены в табл. 2.2. Зная количественные соотношения пород отдельных типов в верхней мантии, можно было бы рассчитать ее приближенный средний состав, но на современном уровне знаний это не представ-

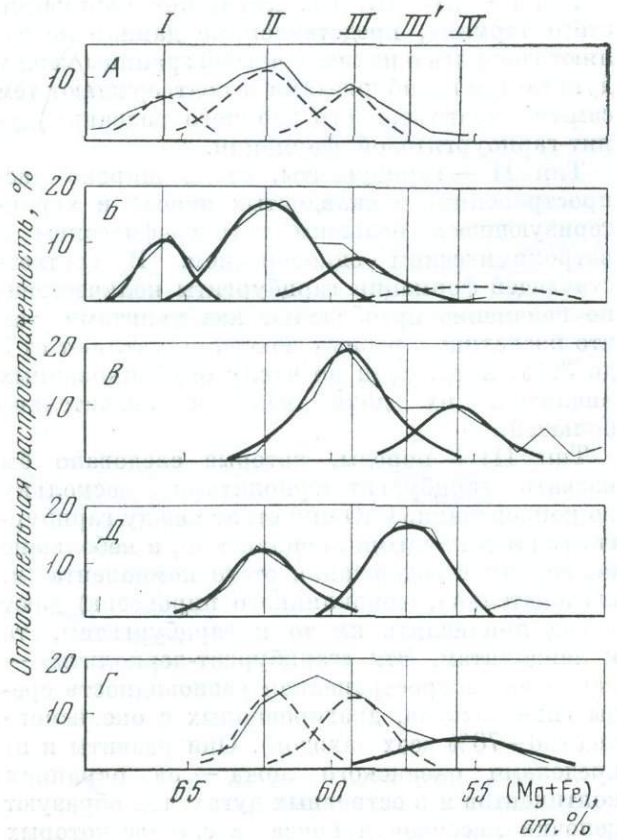


Рис. 2.2. Относительная распространенность мантийных перидотитов в зависимости от их основности. Буквенные обозначения см. на рис. 2.1. Составил А. В. Уханов

Таблица 2.2. Средний химический состав типичных гипербазитов мантии Земли

Окислы	Тип I — дунит		Тип II — гарцбургит					Тип III — гарцбургит — лерцолит					Тип IV — лерцолит		
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
SiO_2	40,44	40,63	43,29	43,12	43,24	43,46	43,40	45,08	44,22	44,40	44,89	46,00	46,00	44,25	45,72
TiO_2	0,07	0,04	0,02	0,10	0,08	0,17	0,06	0,10	0,10	0,06	0,20	0,07	0,16	0,24	0,06
Al_2O_3	0,97	0,66	0,93	0,99	1,03	1,04	1,49	1,81	1,96	1,96	1,90	1,38	3,47	3,02	3,89
Cr_2O_3	0,48	0,54	0,41	0,46	0,40	0,39	0,17	0,38	0,41	0,30	0,35	0,38	0,30	0,67	0,38
FeO	9,33	8,65	8,30	8,49	8,40	8,72	7,78	8,13	8,76	8,72	8,87	7,88	8,42	7,30	8,08
MnO	0,17	0,11	0,11	0,12	0,13	0,11	0,12	0,16	0,13	0,13	0,17	0,11	0,15	0,09	0,13
NiO	0,31	0,33	0,27	0,31	Не опр.	0,27	0,23	0,25	0,28	0,20	Не опр.	0,34	0,20	0,34	0,21
MgO	47,89	48,63	46,18	45,69	46,03	44,89	45,20	43,13	42,32	43,37	41,04	43,07	38,64	40,14	39,13
CaO	0,20	0,31	0,45	0,61	0,53	0,78	0,58	0,83	1,68	0,58	2,37	0,95	2,25	3,02	2,28
Na_2O	0,10	0,10	0,04	0,11	0,16	0,17	0,13	0,07	0,19	0,22	0,22	0,16	0,34	0,93	0,12
K_2O	0,05	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0,06	Не опр.	0,06	Не опр.	Не опр.	0,07	Не опр.	Не опр.

1 — дунит из дунит-гарцбургитовой формации Урала; 2 — дунит из поясов Тихоокеанского окружения; 3 — гарцбургит из дунит-гарцбургитовой формации Урала; 4 — гарцбургит из поясов Тихоокеанского окружения; 5 — включения шпинелевых гарцбургитов в базальтах; 6 — включения гранатовых перидотитов «дунитового состава» в кимберлитах; 7 — включения гранатовых перидотитов, обедненных пироксеном и гранатом из кимберлита трубки «Мир»; 8 — гарцбургит, обогащенный энстатитом, Урал; 9 — лерцолит из поясов Тихоокеанского окружения; 10 — гарцбургит океанского дна; 11—включения шпинелевых лерцолитов в базальтах; 12 — включения гранатовых перидотитов в кимберлитах; 13 — лерцолит океанского дна; 14 — включения гранатовых лерцолитов в кимберлитах; 15 — включения гранатовых перидотитов, обогащенных пироксеном и гранатом, из кимберлитовой трубки «Мир».

ляется возможным. Единственное, что мы можем сделать, так это, исходя из существующих данных, оценить роль того или иного типа пород в строении мантии и попытаться определить вероятное положение пород этих типов в мантийном разрезе.

Роль дунитов (тип I) в строении верхней мантии, по-видимому, невелика. Во-первых, среди ультрабазитов мантийного происхождения дуниты встречаются только в альпинотипной формации и не составляют сколько-нибудь существенной доли в остальных группах мантийных отторженцев. Во-вторых, как убеждают многочисленные полевые наблюдения, в самих альпинотипных массивах значительная часть дунитов формируется в процессе оливинизации перидотитов во время их перемещения в верхние структурные этажи коры или позже. Кроме того, следует иметь в виду, что в использованную выборку анализов могли попасть данные, относящиеся к кумулятивным разновидностям дунитов, которые мантийными не являются.

Место дунитов в разрезе верхней мантии на самых верхних горизонтах, хотя, если судить по минеральным включениям в алмазах, дунитовые составы развиты и на максимальных глубинах, о которых можно судить по «природному опробованию».

Роль гарцбургитов в верхней мантии должна быть оценена по-иному, поскольку существуют уверенные доказательства, что этот петрохимический тип пород на континентах прослеживается на всех доступных уровнях глубин в форме гранатовой и шпинелевой разновидностей. Имеющиеся фактические данные указывают на весьма высокие температуры формирования большинства этих пород. Их присутствие у верхних горизонтов мантии можно рассматривать как результат внедрения с глубины более горячего материала (Уханов, 1976). Возможно, при интенсивных тектонических движениях этот материал может проникать и в земную кору, образуя пояса альпинотипных гипербазитов. Если представить, что корни поясов уходят в мантию, то ее верхние горизонты под данными регионами будут иметь аномально основной состав. Такие неоднородности, вероятно, имеют локальный характер, образуя своего рода вкрапления среди повсеместно распространенных менее основных перидотитов, соответствующих типу III.

Вывод, что за пределами сравнительно узких зон развития альпинотипных гипербазитов верхняя мантия сложена гарцбургит-лерцолитами довольно постоянного состава и верхняя мантия в этом смысле однородна, постоянного состава и верхняя мантия в этом смысле однородна в глобальном масштабе, был сделан нами несколько лет назад (Дмитриев и др., 1972). Повторим аргументацию, лежащую в его основе.

Прежде всего, это петрохимическая близость перидотитовых включений в базальтах и кимберлитах (шпинелевая фация глубинности) с перидотитами, драгированными с океанского дна. Далее, во внимание принимался случайный характер «опробования» мантии посредством выбросов из кимберлитовых трубок и вулканических жерл, что позволяет распространять результаты такого опробования на значительные территории. Результаты драгирования также представляются статистически случайными, причем перидотиты были собраны не только из зон трансформных разломов срединно-океанических хребтов, но и в других районах Мирового океана.

Пытаясь выяснить соотношения между петрохимическими типами II и III в верхней мантии на глубинах, соответствующих пироповой фации, следует признать, что по крайней мере в некоторых случаях менее основные гранатовые перидотиты, близкие к типу III, оказываются более глубинными, чем гранатовые перидотиты, близкие к типу II (Boyd, Nixon, 1973; Н. В. Соболев, 1974; Уханов, 1976), но данных для определенного заключения на этот счет недостаточно.

Петрохимический тип IV — лерцолиты — наиболее широко развит среди гипербазитов океана. По-видимому, аналогичные лерцолиты встречаются также в массивах альпинотипной формации и среди включений в базальтах, но они теряются среди петрохимически близких пород типа III. Возможно, перидотиты, подвергшиеся наложенной пироксенизации и характеризующиеся полосчатым и струйчатым развитием клинопироксена, соответствуют океанским лерцолитам, но они не имеют самостоятельного значения. В литературе анализы таких пород единичны. В пироповой фации глубинности лерцолиты типа IV, если судить по числу опубликованных анализов, пользуются широким распространением, хотя и уступают количественно гранатовым лерцолитам типа III. Исследования ксенолитов мантийных пород из трубки «Обнаженная» (Уханов, 1976) показали, что гранатовые лерцолиты типа IV пространственно и генетически тесно ассоциируют с гранатовыми пироксенитами. Уже одно это обстоятельство не позволяет брать петрохимический тип IV в качестве оценки состава верхней мантии, хотя и близость его состава к гипотетическому составу «пиролита III» (Green, Ringwood, 1970), казалось бы, указывает на такое решение проблемы.

Химический состав наиболее глубинных мантийных пород, относящихся к алмазной фации, рассматривался в монографии Н. В. Соболева (1974). Выводы автора по существу сводятся к трем основным положениям: 1) мантия в зоне устойчивости алмаза (глубже 120 км) сложена разнообразными породами от пиропсодержащего дунита до корундового эклогита, причем на глубине степень их дифференцированности, по-видимому, проявлена сильнее, чем на более высоких горизонтах; 2) в мантии на глубинах алмазной фации преобладает ультраосновной материал, хотя в некоторых районах возможно преобладание эклогитов; 3) из ультраосновных пород в алмазной фации преобладающими становятся дунит-гарцбургиты с пиропом, а количество гранатовых лерцолитов резко уменьшается.

Высказанное предположение относительно той роли, которую эклогиты могут играть в строении средней части мантийного разреза, естественно, является спорным, однако отметим, что в настоящее время эклогитовая модель мантии Земли не находит широкого признания главным образом потому, что не может объяснить наблюдаемую глубину положения раздела Мохо. Однако это возражение отпадает, если допустить, что эклогиты залегают не непосредственно под земной корой, а глубже. Нельзя признать также достаточно обоснованным мнение, что эклогиты, входящие в состав верхней мантии, образуют подчиненные линзы и прослои среди гранатовых перидотитов. Сложилось оно благодаря тому, что и в базальтах и в большинстве кимберлитовых трубок включения эклогитов количественно уступают включениям гранатовых перидотитов, а также благодаря редким находкам ксенолитов с непосредственным контактом этих пород и по аналогии с некоторыми ультраосновными массивами, содержащими жилообразные тела эклогитов.

Но количественные соотношения пород среди глубинных ксенолитов зависят от многих причин, и среди них не последнюю роль играет то обстоятельство, что обломки с больших глубин выносятся реже и сохраняются хуже, чем с меньших. Существуют данные, указывающие на пространственную разобщенность гранатовых перидотитов и эклогитов на глубине, что, однако, не исключает их переслаивание на некоторых горизонтах. В этом отношении показательна реконструкция разреза верхней мантии (Jackson, Wright, 1970) под островом Оаху (Гавайи), построенная на основании анализа зональной распространенности ксенолитов в жерлах щелочных базальтов и сопоставления физических свойств этих образцов с сейсми-

ческими скоростями в мантии. Согласно этому разрезу, от раздела Мохо до глубины 60 км залегают перидотиты, богатые оливином, и дуниты, в интервале 60—95 км — гранатовые лерцолиты, глубже — гранатовые пироксениты (эклогиты) с гранатовыми лерцолитами.

Рассмотрев, таким образом, материал, дающий информацию о породах верхней мантии, необходимо отметить, что, исследуя особенности химизма одних только ультрабазитов, нельзя получить ответ о составе верхней мантии в целом.

Однако, учитывая состояние изученности различных пород мантийного происхождения, следует признать, что в настоящее время только такой путь позволяет приблизиться к решению поставленной задачи и получить ряд выводов, имеющих принципиальное значение. Наиболее важными среди них мы считаем следующие.

1. Совокупность ультраосновных пород, выносимых на поверхность из различных горизонтов верхней мантии в результате магматических и тектонических явлений, статистически подразделяется на четыре дискретных петрохимических типа: дуниты, гарцбургиты, гарцбургит-лерцолиты и лерцолиты.

2. Судя по частоте встречаемости выделенных типов пород, доминирующая роль в строении верхней мантии на уровне ее шпинелевой и пироповой фаций глубинности принадлежит гарцбургитам и гарцбургит-лерцолитам. Роль дунитов, лерцолитов и некоторых других типов пород, например эклогитов, значительно меньше. Эти породы могут иметь существенное значение лишь в строении отдельных мантийных горизонтов и в пределах отдельных структурно-тектонических зон планеты.

3. Как в океанических, так и в континентальных секторах Земли вариации химических составов мантийных ультрабазитов, относящихся к шпинелевой фации глубинности, а также средние составы их главных петрохимических типов близки между собой, что позволяет говорить об однородности этого горизонта мантии в глобальном масштабе.

4. Петрохимические аналоги пород шпинелевых перидотитов широко распространены и среди ультрабазитов пиропового горизонта верхней мантии. Однако общая дисперсия составов пироповых пород значительно выше, особенно в отношении таких элементов, как алюминий и кальций. К тому же существуют данные, позволяющие предполагать, что в строении этой зоны заметную роль могут играть эклогиты и родственные им породы, и, следовательно, валовые составы пироповой и шпинелевой зон должны быть различны.

5. Принадлежность ультрабазитов мантийного происхождения к ограниченному числу петрохимических типов и относительная стабильность составов относящихся к ним пород свидетельствуют о постоянном характере процессов дифференциации мантийного вещества.

6. Основные различия между естественными ассоциациями ультрабазитов мантийного происхождения определяются не особенностями составов входящих в них пород, а их количественными соотношениями.

2.2. Минеральный состав верхней мантии[1]

Главным и наиболее достоверным источником информации о возможном минеральном составе верхней мантии и о характере парагенезисов, слагающих глубинные породы, являются ксенолиты ультраосновных и основных пород, выносимые к поверхности вулканическими аппаратами. Наиболее глубинные и разнообразные по составу ксенолиты и ксенокристаллы выносятся кимберлитами, распространенными на больших площадях в Южной Африке и на Сибирской платформе, а также известными в некоторых других районах земного шара, в частности в Канаде, США, Индии. Многочисленные находки ксенолитов шпинелевых и значительно реже гранатовых перидотитов известны также и в щелочных базальтах различных районов земного шара.

В кимберлитовых трубках повсеместно встречены ксенолиты пород как известных в стратиграфическом разрезе соответствующего района, так и не встреченных в коренном залегании. Среди последних установлен ряд разновидностей, вообще никогда не зафиксированных в коренных выходах на земную поверхность. К таким породам относятся прежде всего алмазоносные эклогиты, уже самые первые находки которых (Bonney, 1899) привлекли внимание как вероятное вещество земных глубин.

При оценке возможной максимальной глубинности материала, выносимого кимберлитами в виде ксенолитов и ксенокристаллов, определяющее значение имеет присутствие фаз

1 Раздел составлен Н.В. и В. С. Соболевыми.

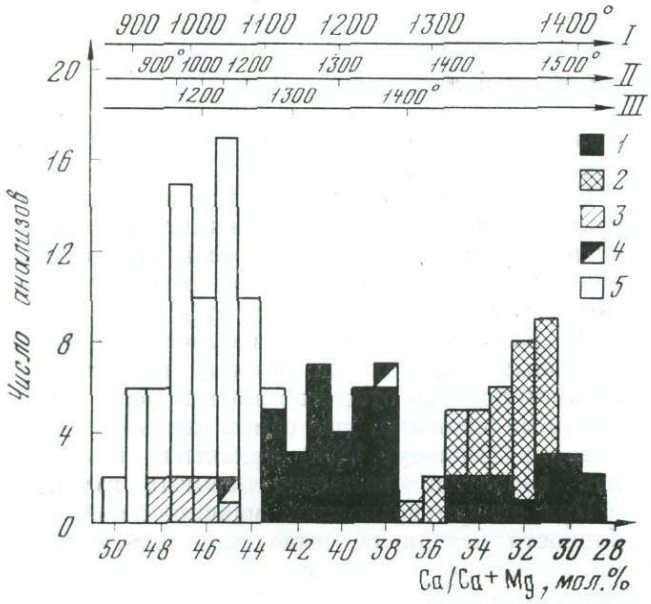
высоких давлений. К числу наиболее барофильных минералов, неизвестных в породах земной коры, относится прежде всего алмаз, единственным промышленным типом месторождений которого являются кимберлиты. Поэтому вестником наибольших глубин является не только сам алмаз, но и минералы, достоверно кристаллизующиеся с ним в парагенезисе, а граница фазового перехода графит—алмаз может успешно использоваться для построения фациальных схем верхней мантии для области с глубинами от 120—150 до 200 км, лежащей ниже изобарической поверхности устойчивости алмаза (Соболев, 1974).

Оценки давлений и температур равновесия парагенезисов минералов верхней мантии основаны как на теоретических предпосылках, так и особенно на сопоставлении с экспериментальными данными в системах, моделирующих наиболее вероятные составы глубинных пород.

Рис. 2.3. Гистограмма распределения величины отношения Ca/Ca + Mg в клинопироксенах ультраосновных ассоциаций из кимберлитов. Составил Н. В. Соболев

1 — из катаклазированных пироповых перидотитов; *2* — мегакристы; *3* — включения в природных алмазах; *4* — из алмазоносных пироповых лерцолитов; *5* — из зернистых пироповых перидотитов (во всех типах за исключением типа 2 в парагенезисе установлен энстатит).

Источники анализов клинопироксенов приведены по литературным данным (Соболев, 1974; Nixon, 1973; Dawson, Smith, 1975; Prinz e. a., 1975), а также по материалам автора. Температура (°С) указана по точкам на кривой сольвуса *Ди—Эн* при $P = 30$ кбар: *I* — Davis, Boyd, 1966; *II* — Mori, Green, 1975; *III* — предположительная температурная шкала для $P = 60$ кбар



Большое значение имеет теоретическое положение о перераспределении хрома из шпинелидов в силикаты при повышении давления (В. С. и Н. В. Соболевы, 1967). Это приводит к образованию новых разновидностей, обогащенных хромом, для минералов группы пироксенов, для дистена и в особенности для группы граната. Экспериментально подтверждено определяющее влияние давления на растворимость хрома в магнезиальных гранатах с образованием гранатов, содержащих только до 25% кноррингитового компонента при давлении до 50 кбар (Малиновский, Дорошев, 1975). Аналогичная зависимость растворимости хромового компонента (до 30 мол. %) подтверждена экспериментально для давлений 30 кбар для дистена (Seifer, Langer, 1970).

Для оценок температуры реакций субсолидуса определяющее значение имеет экспериментальная разработка двупироксенового термометра, очень мало зависящего от давления (Boyd, Schairer, 1964; Davis, Boyd, 1966). В более сложной системе (с Al_2O_3) положение солидуса практически не меняется (Boyd, 1970). Более поздние эксперименты (Nehru, Willie, 1974; Akella, 1974; Mori, Green, 1975) при общем соответствии с предыдущими результатами позволили уточнить положение солидуса при давлении 30 кбар для области высоких температур. В последней из упомянутых работ показано, что если для температур 1000° С положение кривой не изменяется по сравнению с кривой Дэвиса и Бойда (Davis, Boyd, 1966), то в интервале 1200—1500° С необходимо вводить поправку в сторону повышения на 100°. В области сравнительно низких температур (менее 1000° С) вводится отрицательная поправка. В этой же работе подтверждается и тенденция некоторой зависимости положения солидуса от давления, которая предполагалась и учитывалась при оценке температур с помощью двупироксенового термометра для давлений области устойчивости алмаза (В. С. Соболев, 1974). С учетом этой тенденции и данных для $P = 40$ кбар и $T = 1200°$ С (Mori, Green, 1975) показана температурная зависимость для $P = 30$—60 кбар (рис. 2.3) по составу клинопироксенов, равновесных с энстатитом, которая полностью подтверждает данную ранее оценку температур равновесия двупироксенового парагенезиса по включениям в алмазе: для $P =$ $= 60$ кбар нижний предел составляет 1150—1200° С (Н. В. Соболев, 1974).

Особо следует остановиться на значении растворимости Al_2O_3 в энстатите, равновесном с пиропом, в зависимости от температуры и дав-

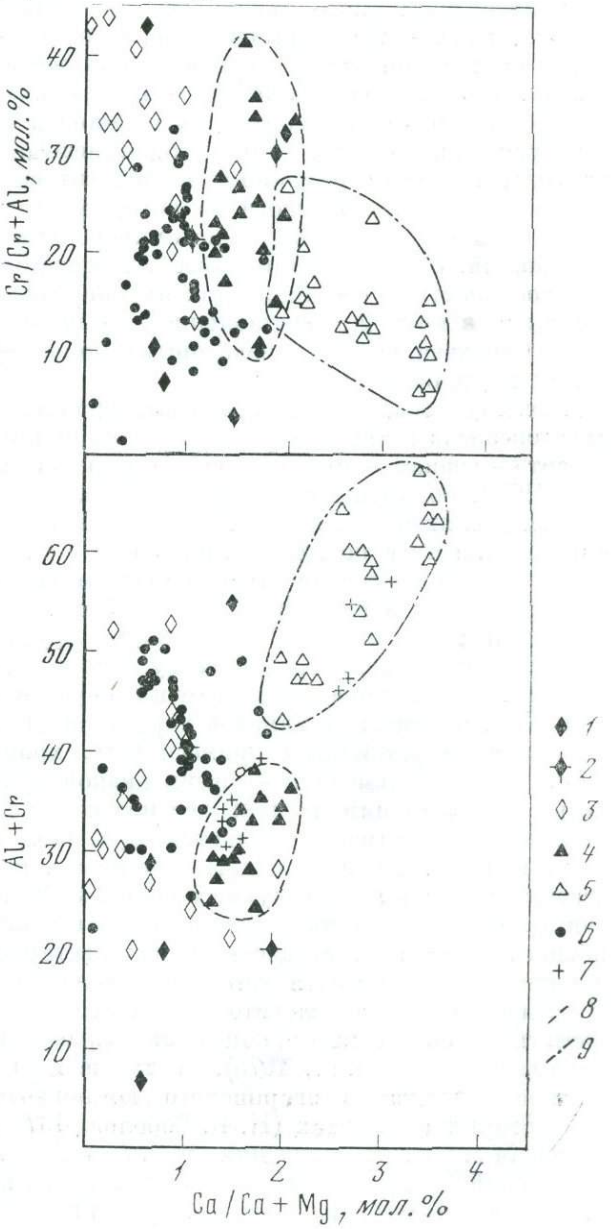
ления. В. С. Соболевым (1963) было отмечено, что растворимость глинозема в энстатите должна снижаться с повышением давления и сильно изменяться с изменением температуры. Экспериментальными данными подтверждено, что растворимость глинозема в энстатите понижается как с понижением температуры, так и с повышением давления, т. е. зависимость является сложной. Известен ряд попыток использования этих зависимостей как с привлечением результатов экспериментов (MacGregor, 1974), так и с учетом влияния примесей в природных энстатитах (Wood, Banno, 1973). Поскольку экспериментально полученные энстатиты содержат 3—7 и не менее 1,6% Al_2O_3, особо затруднительной является оценка давлений для наиболее глубинных природных энстатитов, содержащих, как правило, менее 1,5% Al_2O_3, или менее 60 атомов (Al + Cr) на 6000 атомов кислорода (рис. 2.4). Недостаточно критическое использование экспериментальных данных и недоучет таких примесей, как Cr_2O_3 и Na_2O, приводят, по нашему мнению, к существенным погрешностям при определении давлений таким способом (с завышением его на 10—15 кбар), а в некоторых случаях и к выводам о кристаллизации в области устойчивости алмаза практически всех глубинных перидотитов кимберлитовых трубок Южной Африки (MacGregor, 1975).

Наиболее глубинную фацию среди доступных непосредственному наблюдению фаций метаморфизма верхней мантии предложено называть алмаз-пироповой (Н. В. Соболев, 1974). Объем этой фации для природных объектов, выносимых к поверхности кимберлитами, по всей вероятности, ограничен давлениями 60—70 кбар и не достигает 100 кбар. Это подтверждается ограниченной смесимостью природных гранатов ряда пироп — кноррингит (N. V. Sobolev e. a., 1973), низкими содержаниями натрия в гранатах и энстатитах и калия в клинопироксенах (Н. В. Соболев, Лаврентьев, Поспелова, 1971), а также отсутствием признаков фазового перехода оливин — шпинель и оливин — β-оливин даже в наиболее глубинных парагенезисах (Ringwood, Major, 1970).

Таким образом, ксенолиты алмазоносных пород — эклогитов и перидотитов — представляют собой достоверный наиболее глубинный материал верхней мантии, образовавшийся при давлении более 40 кбар, т. е. на глубине более 120—150 км. Индикаторами аналогичных условий являются и кристаллические включения в алмазах, для которых доказано образование в присутствии расплава в

Рис. 2.4 Соотношение содержания Al + Cr *(количество атомов на 6000 атомов кислорода) и хромистости энстатитов из кимберлитовых трубок с их кальциевостью* (Ca/Ca + Mg). *Составил Н. В. Соболев*

1 — из алмазов (в парагенезисе с клинопироксеном); *2* — из алмазоносных лерцолитов; *3* — из алмазов; *4* — из катаклазированных перидотитов трубки «Удачная», Якутия; *5* — из катаклазированных перидотитов Южной Африки; *6* — из зернистых перидотитов (лерцолитов); *7* — мегакристы из кимберлитов; *8* — Якутия; *9* — Южная Африка. Для энстатитов типов 1, 2, 4, 5, 6 установлен парагенезис с клинопироксеном и пиропом. Анализы энстатитов приведены по литературным данным (Соболев, 1974; Dawson, Smith, 1975; Meyer, Boyd, 1972; Meyer, Swisero, 1975; Nixon, 1973; Prinz e. a., 1975), а также по материалам автора; оконтурены поля составов энстатитов Якутии и Южной Африки



равновесии с природными алмазами (Meyer, Boyd, 1972; Н. В. Соболев, 1974). Однако часть алмазов, содержащих включения, может являться и не отторженцами пород верхней мантии, а ранними продуктами кристаллизации магмы ультраосновного состава, давшей начало кимберлитовому магматизму.

Хотя список минеральных видов, зафиксированных в качестве достоверных сингенетических включений в алмазах и в алмазоносных ксенолитах, и невелик, он включает в себя минералы, которые учитываются практически в любых из известных моделей верхней мантии: магнезиальный оливин, орто- и клинопироксены, гранаты (магнезиальные, с переменным содержанием хрома и магнезиально-железистые, бесхромовые), хромит, рутил, ильменит. Указанные и некоторые другие минералы образуют два общих типа парагенезисов: ультраосновной (с оливином) и эклогитовый (без оливина), для каждого из которых известны находки устойчивых многоминеральных ассоциаций. Эти ассоциации вместе с основными особенностями составляющих их минералов обобщены в табл. 2.3, составленной по данным Н. В. Соболева (1974) с некоторыми дополнениями и уточнениями.

К числу особо редких многоминеральных парагенезисов в алмазах относится ассоциация коэсит — гранат — омфацит (Н. В. Соболев и др., 1976), обнаруженная в якутских алмазах и представляющая первую находку равновесного парагенезиса коэсита в природе.

Характерной особенностью многих минералов, известных в парагенезисе с алмазом, является низкая роль Fe^{3+} и некоторые другие особенности состава, свидетельствующие о восстановительном характере условий образования. Так, оливины из алмазов характеризуются наличием устойчивой примеси Cr^{2+}, хромшпинелиды и ильмениты — очень низкой примесью Fe_2O_3. Одним из наиболее новых типов включений в алмазах является армолколит (данные Н. В. Соболева и др.) — минерал, известный ранее только в лунных породах. Указанные признаки состава минералов ультраосновного типа парагенезисов свидетельствуют о низком P_{O_2} в области устойчивости алмаза. В то же время для эклогитового парагенезиса известны достоверные включения магнетита в алмазах (Prinz e. a., 1975), а также повышенное содержание эгиринового компонента в некоторых омфацитах (Н. В. Соболев, 1974).

Общая статистика изучения кристаллических включений в природных алмазах свидетельствует об отсутствии доказанных сингенетических включений водосодержащих минералов. Хотя биотит является одним из наиболее обычных минералов кимберлитов, в ксенолитах глубинных пород он чаще всего имеет четко выраженный наложенный характер. Известна только единичная находка включения биотита в алмазе (Giardini e. a., 1974), однако убедительные доказательства сингенетичности его с вмещающим алмазом отсутствуют. Для общей оценки роли газовой фазы в области устойчивости алмаза представляют интерес данные по составу газов, извлеченных в высоком вакууме из раздробленных алмазов (Melton, Giardini, 1974).

Среди ксенолитов алмаз-пироповой фации наиболее распространены эклогиты с алмазами, среди которых в качестве редких разновидностей известны дистеновые, корундовые эклогиты и даже гроспидиты (Пономаренко и др., 1976). Общее количество установленных и изученных ксенолитов алмазоносных эклогитов в кимберлитах Якутии и Южной Африки достигло 60 к концу 1975 г. Хотя первые находки таких эклогитов были сделаны еще в 1897 г. (Bonney, 1899), их детальное минералогическое исследование наряду с новыми находками было выполнено гораздо позднее (Бобриевич, Смирнов, В. С. Соболев, 1959; Н. В. Соболев, Кузнецова, 1966). В одном из образцов алмазоносных эклогитов обнаружен алмаз, содержащий включения граната и омфацита, имеющих состав, близкий к составу одноименных минералов эклогита (В. С. Соболев, Н. В. Соболев, Лаврентьев, 1972). Алмазы с включениями эклогитового парагенезиса минералов (гранат + омфацит) найдены в самых различных месторождениях алмазов (россыпных, с неизвестными коренными источниками).

Ультраосновной тип парагенезиса резко преобладает над эклогитовым во включениях в алмазах в большинстве месторождений алмаза, но встречается очень редко в ксенолитах алмаз-пироповой фации (В. С. Соболев и др., 1969; Dawson, Smith, 1975). Этот парадоксальный факт пока не имеет однозначного объяснения особенно при сопоставлении с установленной общей закономерностью четкого преобладания ксенолитов перидотитов над эклогитами в абсолютном большинстве кимберлитовых трубок Якутии и Южной Африки. Особенно четко это установлено для таких хорошо изученных кимберлитовых трубок Якутии, как «Мир» и «Удачная». В трубке «Мир» эклогиты составляют только около 10% от всех глубинных ксенолитов. Соотношение такого порядка зафиксировано не только по пред-

Таблица 2.3. Типы парагенезисов минералов, ассоциирующих с алмазами, по Н. В. Соболеву (1974), с дополнениями

Парагенезис	Минерал	Главные особенности состава породообразующих минералов	Ксенолиты	Включения	Сростки
		Ультраосновной (с оливином)			
Гарцбургит-дунитовый	Гранат + оливин + энстатит + + хромит	Гр. (Cr_2O_3 = 5—20%; CaO = 0,6%; f = 9—16%) Ол. (Фо 92—94); Эн. (Al_2O_3=0,1—1,0%) Хр. (Cr_2O_3 62%; Cr-компонента=80%)	+ +	+ +	+
Лерцолитовый	Гранат + оливин + энстатит + + клинопироксен (+ хромит + + ильменит)	Гр. (CaO + 4—5%; Cr_2O_3 = 1—7%; f = 13—16%) Ол. (Фо 93)	+ +	+ +	+
Верлитовый	Гранат + оливин + клинопироксен (± хромит)	Гр. (CaO 6—7%; f = 13—15%) Ол. (Фо 92)	—	+ +	+
?	Клинопироксен + хромит + + оливин	Mn (Cr_2O_3 — 15,6%; Na_2O — до 10,1%) Хр. (Cr_2O_3 67%; Cr-компонента= =90%)	—	—	+
		Эклогитовый (без оливина)			
Эклогиты	Гранат + клинопироксен + рутил ± ильменит ± магнетит ± ± коэсит	Гр. (CaO = 3,1—14,7%; Ca-компонента = 8,7—40%; f = 34—69%) Mn (Na_2O = 1,4—9%; Na-компонента = 10—61%)	+ +	+ +	+ +
Дистеновые эклогиты	Гранат + клинопироксен + дистен ± рутил	Гр. (CaO = 12,3—18,6%; Ca-компонента = 33—48,5%; f = 25—41%) Mn (Na_2O = 6,8—9,6%; Na-компонента = 47—66%)	+ +	+	—
Корундовые эклогиты	Гранат + клинопироксен + + корунд + рутил	Гр. (CaO= 13%, Ca-компонента=35%; f = 35%) Mn (Na_2O = 10,7%; Na-компонента = = 71%)	+ +	+	—
Гроспидиты	Гранат + клинопироксен + + дистен ± корунд ± рутил	Гр. (CaO = 20,3%; Ca-компонента 54%; f = 42%) Mn (Na_2O = 8,88%; Na-компонента = = 60%)	+ +	—	—

± — установлены все минералы в одном образце; + — обнаружены отдельные минералы с четкими признаками данного парагенезиса; — — парагенезис не обнаружен.

ставительным коллекциям ксенолитов, но и в результате изучения гранатовых концентратов, а также соотношения включений малиновых и оранжевых гранатов в алмазах. В трубке «Удачная» типичных эклогитов гораздо меньше — всего около 2% (Глубинные ксенолиты, 1975). В то же время как в Якутии, так и в Африке известны трубки, в которых эклогиты резко преобладают над перидотитами. В Якутии это — трубка «Загадочная», а в Южной Африке — трубки рудника «Робертс Виктор» и дайки Беллсбенк, содержащие более 90% эклогитов (Н. В. Соболев, 1974). По включениям в алмазах повышение роли эклогитов установлено для возможного источника уральских алмазов (Н. В. Соболев, 1974) и алмазов севера Сибирской платформы (данные Э. С. Ефимовой), для предполагаемых источ-

ников алмазов россыпей Заира (Prinz e. a., 1975), а также, по Н. В. Соболеву и Ю. Г. Лаврентьеву, для россыпей Восточной Австралии.

Детальное исследование всех достоверных случаев парагенезиса алмаза с другими минералами позволило выделить серию устойчивых признаков состава минералов для алмаз-пироповой фации, связанных с влиянием особо высоких давлений. Наиболее характерно повышение предельного содержания кнорринговитового компонента в магнезиальных гранатах (до 55% мол.), устойчивая примесь натрия в гранатах, ассоциирующих с клинопироксенами (до 0,3% Na_2O), калия в клинопироксенах (до 0,33% K_2O) и натрия в малоглиноземистых ортопироксенах (до 0,4% Na_2O).

Наибольшим распространением в кимберлитовых трубках пользуются ксенолиты разнообразных гранатсодержащих пород, относимых по условиям образования к графит-пироповой фации верхней мантии (Н. В. Соболев, 1974). Интервал температур и давлений этой фации довольно широк, и сюда относятся все породы, образующиеся в условиях, когда осуществляются реакции эклогитизации основных и ультраосновных пород, но вне поля устойчивости алмаза. С учетом некоторых экспериментально исследованных реакций, а также выявленных признаков состава минералов в зависимости от давления предложено выделение трех субфаций (Н. В. Соболев, 1974) в зависимости от повышения давления: шпинель-пироповой, гроспидитовой и коэситовой. К первой относятся ксенолиты с четко выраженным развитием граната за счет шпинели и пироксенов, типичным, в особенности для ряда кимберлитовых трубок севера Сибирской платформы, а также для некоторых щелочных базальтоидов. Положение гроспидитовой субфации определяется, с одной стороны, реакцией разложения анортита на гроссуляр + дистен + кварц, с другой — переходом кварц — коэсит.

К коэситовой субфации отнесены ксенолиты, в минералах которых отчетливо устанавливаются признаки высоких давлений (более 30 кбар), но отсутствует алмаз (Н. В. Соболев, 1974). Поскольку коэситовые эклогиты этой субфации пока не обнаружены, сюда отнесены только специфические катаклазированные перидотиты, распространенные в Якутии преимущественно в трубке «Удачная». Хотя отчетливые признаки своеобразного катаклаза уже давно были отмечены для перидотитов этой трубки (Бобриевич и др., 1964) и по особенностям состава минералов показан их особо высокотемпературный и глубинный характер (N. V. Sobolev, 1969; Н. В. Соболев, 1974), отчетливая корреляция между степенью катаклаза и глубинностью была выявлена на основании структурных признаков для ксенолитов из Лесото (Boyd, 1973). В классификации структур ксенолитов из южноафриканских трубок показано, что зернистые перидотиты являются менее глубинными по сравнению с ксенолитами, имеющими порфирокластовую и мозаичную структуры (Boullier, Nicolas, 1975). Показано, что все без исключения ксенолиты катаклазированных перидотитов, судя по особенностям состава минералов, особенно пироксенов, кристаллизовались при значительно более высоких температурах и давлениях, чем зернистые перидотиты. Главным отличием катаклазированных пород от значительно более широко распространенных зернистых пироповых перидотитов является четкая связь между порфировидной и порфирокластической структурами. В этих породах наиболее полному дроблению и перекристаллизации подвергается оливин. Четкие следы деформации устанавливаются также для диопсида и энстатита. Присутствие граната в виде округлых порфировидных вкрапленников объясняется его устойчивостью к процессам развальцевания.

Отличия между катаклазированными и зернистыми перидотитами выражаются не только в текстурно-структурных признаках, но и в составе ассоциирующих минералов, а именно: ксенолиты катаклазированных перидотитов всегда содержат субкальциевые клинопироксены по сравнению с кальциевыми в зернистых перидотитах. Соответственно повышенная кальциевость характерна и для энстатита. К числу общих особенностей, характерных для катаклазированных перидотитов Якутии и Африки, относится также повышенная примесь титана в гранатах и пироксенах. Хотя в химических составах катаклазированных перидотитов Якутии и Лесото и не устанавливается значимых различий, составы гранатов и пироксенов отличаются по указанным и некоторым другим признакам очень четко (табл. 2.4). Это относится прежде всего к хромистости гранатов, которая для ксенолитов трубки «Удачная» более чем в 2 раза превышает хромистость гранатов из ксенолитов Лесото, что свидетельствует о более высокотемпературном характере последних (см. рис. 2.4).

Наряду с четкими различиями структурных признаков во многих ксенолитах перидотитов Якутии наблюдаются постепенные переходы от катаклазированных к зернистым разностям. Как для африканских (Dawson, Smith, 1975),

Таблица 2.4. Особенности состава минералов из ксенолитов катаклазированных перидотитов трубки «Удачная», Якутия и Лесото, Южная Африка (% вес.)

Минерал	Район	Число анализов	TiO_2	Al_2O_3	Cr_2O_3	Na_2O	CaO	f	Ca-компонента	Cr-компонента
Оливин	Удачная	6	0,01	—	0,06	—	—	8,7	—	—
	Лесото	11	0,02	—	0,06	—	—	10,1	—	—
Энстатит	Удачная	16	0,12	0,58	0,29	0,18	0,82	—	—	—
	Лесото	16	0,14	1,23	0,29	0,31	1,44	9,7	—	—
Диопсид	Удачная	12	0,24	1,36	1,49	1,48	—	—	40,1	—
	Лесото	10	0,23	2,43	0,78	1,52	—	—	32,8	—
Гранат	Удачная	20	0,77	—	8,64	0,04	—	17,1	16,7	24,3
	Лесото	10	0,68	—	3,02	0,08	—	15,7	11,4	8,6

так и для якутских образцов иногда более глубинные алмазсодержащие перидотиты характеризуются зернистой структурой или только начальными стадиями проявления катаклаза.

Если для перидотитов во многих случаях и устанавливается отчетливая корреляция между характером структуры в зависимости от условий образования, то эклогиты, как правило, лишены признаков глубинного катаклаза. Даже наиболее глубинные алмазоносные эклогиты, за редким исключением, характеризуются хорошо выраженной зернистой структурой. Недостаточно определенное положение занимают мегакристы высокотемпературных пироксенов, для которых не устанавливается отчетливых признаков повышения давления. Отнесение таких пироксенов к наиболее глубинным только на основании их высокотемпературного характера (Boyd, Nixon, 1975) нельзя считать достаточно обоснованным, как и попытки их размещения в наиболее глубинных частях некоторых реконструируемых разрезов верхней мантии (Eggler, Mc Callum, 1974). Следует учитывать, что хотя во многих случаях рост температуры и связан положительно с повышением давления, для каждой из выделенных фаций верхней мантии характерен некоторый температурный интервал, который для давлений одного порядка достигает, по всей вероятности, 200—300° С.

Гранатизированные шпинелевые перидотиты занимают промежуточное положение между типичными пироповыми (зернистыми) перидотитами кимберлитов и шпинелевыми перидотитами кимберлитов и щелочных базальтоидов. Среди них встречены как относительно более высокотемпературные (характеризующиеся парагенезисом пиропа с глиноземистым энстатитом и диопсидом), так и более низкотемпературные. Первые характерны для щелочных базальтоидов и описания их известны для Центральной Сахары, Монголии, Минусинского прогиба, плато Колорадо, Гавайских островов (Глубинные ксенолиты, 1975). Наряду с указанными районами они обнаружены и в таком типичном регионе повсеместного распространения шпинелевых перидотитов в базальтоидах, как шт. Виктория в Австралии (Irving, 1974). Вторые встречаются в ряде кимберлитовых трубок; они распространены в кимберлитовой трубке «Обнаженная» в Якутии.

Как в некоторых кимберлитах, так и в щелочных базальтоидах широко распространены обычные шпинелевые перидотиты, относимые к наиболее высокотемпературной части гранулитовой фации. В ксенолитах из вулканов, расположенных в океанах, в частности на Гавайских островах, отмечены гипербазиты наиболее низких давлений с устойчивым парагенезисом оливин — основной плагиоклаз.

Широкое площадное распространение разных типов глубинных ксенолитов и своеобразный характер комплексов включений для разных трубок и регионов приводили к попыткам реконструкции состава верхней мантии по ксенолитам. К числу первых попыток такого рода относится построение разреза в направлении с севера на юг в пределах северной части Си-

бирской платформы (В. С. и Н. В. Соболевы, 1964). Дальнейшее накопление материала привело к возможности выделения разных типов состава верхней мантии по характеру преобладания различных типов глубинных ксенолитов и постановке задачи картирования верхней мантии по ксенолитам (В. С. Соболев, Н. Л. Добрецов, Н. В. Соболев, 1972; Глубинные ксенолиты, 1975).

Следует подчеркнуть, что особый тип глубинных катаклазированных перидотитов используется для глобальных тектонических построений. Катаклаз связывается с движением плит, а выделение тепла — с образованием наиболее глубоких кимберлитовых очагов (Boyd, 1973). Одним из обоснований такого предположения служит площадной характер распространения таких ксенолитов в кимберлитах Южной Африки.

Признавая большое значение выявленной глубинной милонитизации, мы должны отметить, что заключение о возможности глобального распространения слоя таких перидотитов в верхней части астеносферы и связь его с движением плит не может еще считаться доказанным. Прежде всего по ксенолитам нельзя непосредственно судить об ориентировке слоистых структур в пространстве. Недоказанной также является их приуроченность к максимально глубинным образованиям — по нашим данным, они в основном относятся к наиболее глубинной части графит-пироповой фации. Наконец, в последнее время найдены ксенолиты алмазоносных пироповых перидотитов с зернистой структурой. Следует подчеркнуть также неравномерный характер распространения катаклазированных перидотитов в кимберлитах Якутии на примере сопоставления двух таких хорошо изученных районов, как Далдынский и Мало-Ботуобинский. Если в трубке «Удачная» катаклазированные перидотиты составляют большую часть всех перидотитовых ксенолитов, то в трубке «Мир» они до сих пор достоверно не установлены.

Присутствие в трубках достоверно более глубинных разностей ультраосновных ксенолитов (и парагенезисов включений в алмазах), лишенных как признаков катаклаза, так и признаков состава, присущих минералам катаклазированных перидотитов, позволяет заключить, что катаклазированные перидотиты не являются наиболее глубинным типом известных ксенолитов в кимберлитах и что указанные структурные признаки не являются однозначной функцией глубинности. Для изучения природы глубинного катаклаза необходимы дальнейший сбор фактов, постановка специальных экспериментальных исследований, что должно привлечь внимание петрологов и тектонистов.

Ниже той области, из которой мы получаем непосредственную информацию через вулканические и особенно кимберлитовые «окна», располагается обширная часть верхней мантии, по которой имеются лишь геофизические данные. Установлено, что скорости сейсмических волн и плотности повышаются в верхней мантии быстрее, чем можно было бы ожидать исходя из сжимаемости известных минералов. Для объяснения этих данных предложено две гипотезы: изменение химического состава и фазовые превращения.

Гипотеза химического изменения непосредственно связана со сравнением реального состава известных минералов мантии и хондритов. Железистость оливина глубинных перидотитов колеблется в пределах 7—10%, а средняя железистость перидотитов с учетом граната составляет 10%. Железистость оливина хондритов в среднем равна 20%. Железистость эклогитов обычно значительно выше, чем у перидотитов, но их количественную роль в мантии пока трудно оценить. Естественно поэтому предположить, что верхняя часть мантии, из которой выносятся ксенолиты, значительно обеднена железом за счет выплавления материала, образовавшего земную кору.

Однако исследования последнего десятилетия однозначно доказывают, что минералы мантии, и в первую очередь оливины, должны претерпевать при высоких давлениях фазовые превращения со значительным повышением плотности. Для фаялита уже давно был показан такой переход в шпинелеподобную структуру при сравнительно низких давлениях порядка 50 кбар. В магнезиальных оливинах, для которых он также предполагался по аналогии с германатами, эксперимент не давал положительных результатов даже при давлениях 120 кбар, и лишь в последнее время было показано: форстерит переходит в более плотную модификацию несколько иной структуры при давлениях 130 кбар и температуре 1080° С (рис. 2.5) и лишь при давлениях 210 кбар дает кубическую форму, аналогичную шпинели (рис. 2.6); превращение оливина с 10%-ного фаялитового (рис. 2.6) компонента начинается в мантии приблизительно при 115 кбар (при 1000° С) и растягивается (первая стадия) на интервал 15 кбар (Ringwood, 1970; Suito, 1972).

Почти одновременно с экспериментальными исследованиями геофизики показали, что повышение плотности верхней мантии происхо-

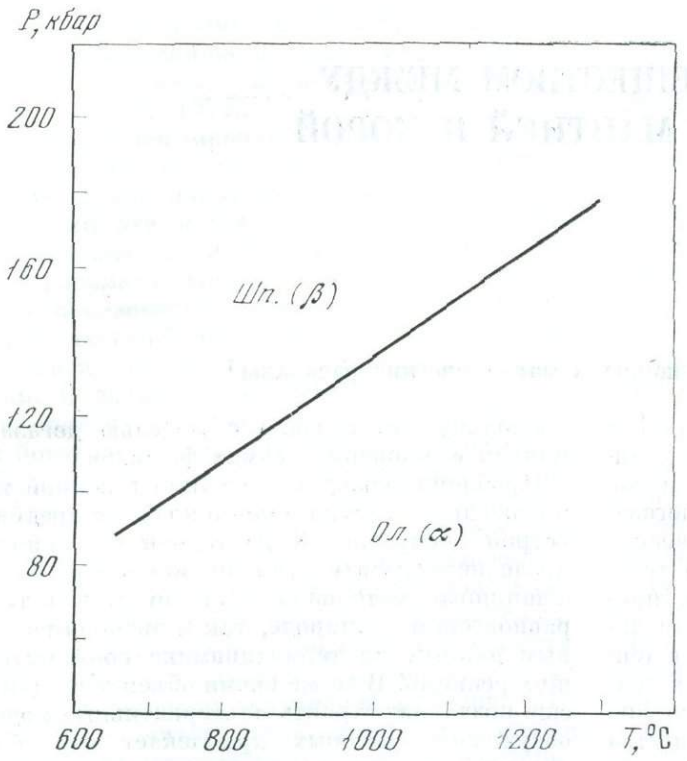


Рис. 2.5. Превращение Mg_2SiO_4 (магнезиального оливина) в более плотную модификацию при изменении давления и температуры (Suito, 1972)

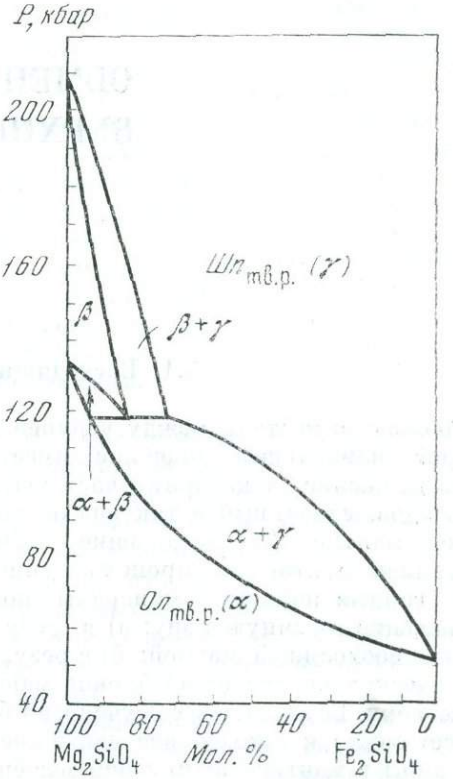


Рис. 2.6. Превращение магнезиально-железистых оливинов при 1000° С в более плотные модификации (Suito, 1972)

дит неравномерно и что на глубине порядка 350—450 км имеется «растянутая ступенька», которая почти несомненно отвечает указанному фазовому переходу оливина.

По-видимому, на этой же глубине заканчивается гранатизация пироксена. Этот переход происходит по схеме

$$4MgSiO_3 = Mg_3MgSi^{VI}Si_3O_{12}$$

$$2CaMgSi_2O_3 = Ca_2MgMgSi^{VI}Si_3O_{12}$$

$$2NaAlSi_2O_6 = Na_2AlAlSi^{VI}Si_3O_{12}.$$

Таким образом, четвертая часть кремния переходит здесь в шестерную координацию.

Первые две реакции установлены экспериментально Рингвудом, а третья вначале открыта на природных гранатах и предложена в пиропах для диагностики гранатов, образовавшихся при особо больших давлениях (Н. В. Соболев, 1974), а затем также подтверждена экспериментально Рингвудом.

Менее определенным являются фазовые переходы в более глубокой области, определяющие ступень около 600—700 км глубины. Общепризнанно, что здесь весь кремний должен перейти в шестерную координацию. Однако пока остается дискуссионным, что здесь образуется — образуется просто смесь окислов (Киркинский, 1967) или новые минералы, по структуре аналогичные титанатам (Ringwood, 1970). Однако, признавая указанные фазовые превращения, Андерсен (Andersen, 1967) отмечает, что расчетные повышения плотности меньше фактических, и объясняет это повышением железистости оливина.

Последняя ступень в области 1100 км может быть объяснена повышением координации магния, например, при переходе метасиликатов в минералы структуры перовскита. Имеются и другие предположения — переход кремния в восьмерную координацию. Наконец, остается наибольшая свобода для альтернативной гипотезы изменения железистости оливина.

Расширение экспериментальных возможностей в области давлений до 1000 кбар и более уже в настоящее время дает новый поток информации превращения силикатов в этих условиях и в ближайшем будущем позволит дать уточненную модель минерального строения всей земной мантии, а также и ядра Земли.

Глава третья

ОБМЕН ВЕЩЕСТВОМ МЕЖДУ ВЕРХНЕЙ МАНТИЕЙ И КОРОЙ

3.1. Восходящие флюиды и магматические расплавы[1]

В обмене веществом между верхней мантией и корой наибольшее значение имеет восходящее движение, в котором участвуют: 1) поток флюидов, связанный с так называемой дегазацией мантии; 2) восходящие магматические расплавы мантийного происхождения; 3) твердые горные породы и минералы мантии, проникающие в земную кору: а) в результате захвата восходящей магмой; б) в результате тектонических перемещений блоков мантии в земную кору. Гораздо менее изучено, но безусловно имеет место и нисходящее движение вещества из коры в мантию: а) при перемещении границы Мохо в результате фазовых превращений или при диффузии вещества; б) при опускании блоков земной коры в мантию.

При освещении накопленного фактического материала мы будем останавливаться только на петролого-геохимическом аспекте проблемы, оставляя геофизические и тектонические вопросы для изложения в соответствующих разделах монографии.

Наибольшее значение в обмене веществом между земной мантией и корой несомненно имеют магматические расплавы мантийного происхождения и флюиды. Эти вопросы тесно связаны между собой: с одной стороны, флюидам приписывается определенная роль в образовании расплавов в мантии, а с другой — некоторая, безусловно значительная, растворенная в расплаве часть флюидов выносится из мантии. Проблема образования расплавов в физико-химическом аспекте рассматривается в гл. 4. Изменение термического режима мантии, приводящее к образованию расплава, и механизм движения магм должны быть рассмотрены в главах, посвященных геофизическим и тектоническим моделям. Поэтому здесь вопросу образования, движения и эволюции расплавов уделяется внимание лишь постольку, поскольку это связано с моделью дегазации мантии и движением самих флюидов.

Проблема флюидного режима в земной коре и особенно в мантии является сейчас предметом острой дискуссии. Характерной особенностью последнего десятилетия является накопление обширного материала как по минеральным равновесиям в природе, так и экспериментальным данным по термодинамике соответствующих реакций. В то же время объем этих данных еще позволяет строить альтернативные модели, обсуждение которых привлекает все более широкий интерес не только геохимиков, но и геологов и геофизиков.

Ниже в кратком изложении приводятся две модели флюидного режима: в первой придается большое самостоятельное значение флюидному потоку, а во второй перемещение флюидов связано в основном с расплавом. Первая модель отчасти относится к флюидному режиму в земной коре и отражает взгляды авторов на метаморфизм. Оставляя обсуждение этих моделей читателям, автор ограничивается здесь лишь краткими замечаниями.

Расчетные данные А. П. Виноградова (Виноградов, 1959) и других исследователей доказывают, что для образования земной коры некоторые элементы должны были извлекаться из мантии с значительных глубин. Так, K_2O, исходя из хондритовой модели, должен быть извлечен по крайней мере с глубин до 1000 км. Это заставляет предполагать либо существование глубинных флюидных потоков, что подтверждается некоторыми наблюдениями в ксенолитах (В. С. Соболев и др., 1972), либо возможность образования расплавов значительно глубже астеносферы. В последнее время разрабатываются гипотезы постоянных горячих струй таких флюидов, определяющих положение вулканических очагов и, в частности, очагов кимберлитов.

В составе флюидов, участвующих в образо-

[1] Раздел составлен В. С. Соболевым.

вании алмазов, помимо C, H и O определенно играет существенную роль N, причем, по-видимому, в виде цианистых соединений (Н. В. Соболев, 1974).

Еще более несомненным является существование флюидных потоков выше астеносферы. Однако трудно однозначно решить вопрос, являются ли эти потоки сквозьмагматическими или связаны с глубинной кристаллизацией части расплава. Именно такие потоки приводят к образованию в самых верхних частях мантии (часто вблизи границы Мохо) не только флогопита, но иногда и слюдяных месторождений. С захватом расплавами такого флогопита связано образование лейцитовых и других богатых калием магм (В. С. Соболев и др., 1972). Эти потоки вызывают амфиболизацию и образование некоторых редких минералов, содержащих воду, в частности клиногумита. Существует предположение, что калиевый и натровый метасоматозы в мантии разобщены в пространстве (Глуб. ксенол..., 1975), связаны с определенными геологическими структурами и даже объясняют специфику мантийных магм, что подлежит дальнейшей проверке. Пока можно считать установленным широкое развитие флогопитизации в мантии некоторых рифтовых зон Африканского континента и окраин платформ, с которыми связаны кимберлиты, а амфиболсодержащие ксенолиты особенно характерны для лав островов Атлантического океана. Имеются существенные расхождения в определении возраста флогопитовых пород, но обычно они значительно более древние, чем магмы, которые их выносят.

Не исключая возможность потока сквозьмагматических флюидов выше астеносферы, автор полагает, что независимо от происхождения эти флюиды в основном исчерпываются в реакциях до границы Мохо. Выше поднимаются, по-видимому, лишь наиболее инертные компоненты — благородные газы, азот, CO_2, причем CO_2 становится активным при понижении температуры в зоне метаморфизма. Возможность проникновения неотработанных глубинных флюидов, содержащих щелочи, а также F, Cl, H_2S,P_2O_5, в земную кору (особенно в ее верхнюю часть) на широком фронте маловероятна и во всяком случае должна быть связана с глубинными разломами, характеризующимися особой проницаемостью.

Особое замечание должно быть сделано по отношению к режиму CO_2. Непосредственные наблюдения газовых включений во вкрапленниках эффузивов показывают, что давления CO_2 в мантии превышали 5—6 кбар. В то же время P_{CO_2} должно быть значительно ниже $P_{общ}$. В противном случае произошло бы разложение оливина с образованием магнезита (Newton, Sharp, 1975), что не согласуется ни с геофизическими данными, ни с данными изучения ксенолитов.

Так как H_2O также не может быть одним из главных компонентов восходящего флюида в достаточно глубоких частях мантии (это соответственно привело бы к плавлению), мы приходим к следующему парадоксальному выводу: если допустить возможность существования стационарных восходящих потоков флюида в мантии при условии $P_{фл} \geqslant P_{общ}$, то главными компонентами такого потока должны быть азот и инертные газы.

Вопрос о проникновении потоков мантийных флюидов в земную кору тесно связан с проблемой генезиса рудных месторождений. В настоящий период все больше внимания уделяется модели выноса магмой рудных компонентов (Смирнов, 1975) с последующим выделением их в остаточных растворах и даже извлечением такими растворами из боковых пород (Барсуков, Дмитриев, 1975; Смирнов, 1975). Однако сейчас установленным фактом является также проникновение глубинных рассолов, богатых рудными компонентами, в зонах разломов (Смирнов, 1974), как это прямо установлено для Красного моря и областей, прилегающих к Калифорнии. Это как раз те особые условия проницаемости, о которых говорилось выше. В то же время это открытие отнюдь не решает однозначно вопрос о флюидном режиме в мантии, так как генезис этих рассолов может быть непосредственно связан с кристаллизацией магмы в нижележащих очагах.

3.2. Минеральные фации глубинных зон Земли и проблема флюидного режима [1]

Термодинамические расчеты минеральных равновесий и обобщение петрологических данных (Маракушев, Перчук, 1971, 1974) приводят к выводу о существовании определенной зависимости между глубинностью протекания геологических процессов и их флюидным режимом: переход ко все более глубинным зонам Земли прямо коррелируется с усилением восстанови-

[1] Раздел составлен А.А. Маракушевым и Л. Л. Перчуком.

тельной обстановки минералообразования, но характер этой зависимости специфичен для различных фациально-структурных зон развития земной коры. В офиолитовых поясах и сходных с ними эвгеосинклинальных структурах восходящие потоки флюидов сохраняют довольно восстановительный характер до самых верхних горизонтов земной коры. В зонах орогенеза, особенно в связи с мощными терригенными толщами, происходит более интенсивное окисление флюидов. Энергетика глубинных процессов в основном обусловлена окислением флюидов, которое экзотермично и сопровождается выделением большего количества энергии. Поэтому спецификой флюидного режима обусловливаются важнейшие особенности магматизма и метаморфизма фациально-структурных зон различного типа. Эти различия создаются, по-видимому, в значительной мере в условиях земной коры, тогда как в более глубинных мантийных областях флюидный режим должен быть более унифицирован. В настоящем разделе монографии нами предпринимается попытка обосновать схему изменения общего состава флюидов в результате их восстановления с переходом от земной коры к мантии (с охватом значительной ее части) путем термодинамических расчетов и обобщения данных по газовым включениям в минералах различных формаций метаморфических и магматических горных пород.

Рассмотрим соотношения, которые связывают атомный химический состав флюидов с парциальными давлениями составляющих их газов в зависимости от температуры и окислительно-восстановительной обстановки. При этом вначале ограничимся рассмотрением упрощенного общего состава флюидов, полагая их сложенными водой, водородом и кислородом ($H_2O + H_2 + O_2$). Показателем окислительно-восстановительной обстановки может служить относительный химический потенциал кислорода $\mu^P_{O_2} = RT \ln P_{O_2}$, где P_{O_2} — термодинамическое давление (фугитивность) кислорода. Учитывая ничтожные концентрации этого компонента во флюидах, соответствующие величинам парциального давления $P_{O_2} = 10^{-n}$, можно полагать равенство между реальным и термодинамическим давлением, или фугитивностью. Ничтожные концентрации свободного кислорода во флюидах позволяют пренебречь свободным кислородом при расчете соотношения атомов водорода и кислорода и рассматривать смеси только двух газов H_2O и H_2, соотношение которых изменяется в зависимости от температуры и окислительно-восстановительной обстановки. Эта зависимость определяется приращением свободной энергии (ΔZ^0_T) в реакции восстановления воды до водорода (в расчете на 0,5 моля освобождающегося кислорода, O_2) : $H_2O = H_2 + 0{,}5\ O_2$, ΔZ^0_T. В состоянии равновесия при отсутствии смещения реакции в ту или другую сторону, $\Delta Z^0_T + 0{,}5\,\mu^P_{O_2} = 0$, термодинамические парциальные давления газов одинаковы $P_{H_2O} = P_{H_2}$ и содержания газовых компонентов в смеси становятся близкими. У них различны только коэффициенты фугитивности газов. Этим различием здесь можно пренебречь и считать, что молекулярное соотношение $H_2O : H_2$ в состоянии равновесия (при $\Delta Z^0_T = 0$) равняется единице. Это определяет состав газовой смеси, т. е. соотношение в ней атомов водорода и кислорода $H/O = 4$. Этот состав газовой смеси должен выдерживаться при равновесном соотношении температуры и относительного химического потенциала кислорода: $\Delta Z^0_T = 0{,}5\mu^P_{O_2}$, где ΔZ^0_T является функцией температуры. При независимом изменении T или $\mu^P_{O_2}$ соотношение термодинамических парциальных давлений H_2O и H_2 в газовой смеси изменяется (реакция смещается в левую или правую стороны), что характеризуется уравнением

$$\Delta Z^0_T = RT \ln \frac{P_{H_2O}}{P_{H_2}} - 0{,}5\mu^P_{O_2}.$$

С возрастанием температуры или понижением кислородного потенциала соотношение P_{H_2O}/P_{H_2} понижается (реакция смещается вправо, в сторону водорода), при этом во флюидах отношение газов $H_2O : H_2$ становится меньше единицы и состав флюида изменяется в пользу водорода, а отношение атомов H/O стремится в пределе к нулю. Понижение температуры или усиление окислительной обстановки, наоборот, смещает реакцию влево, в сторону воды, парциальное давление которой относительно водорода увеличивается, что коррелируется с увеличением в газовой смеси атомного процента кислорода относительно водорода (отношение атомов H/O стремится к двум, что соответствует чистой H_2O).

Последовательное изменение минеральных парагенезисов в зависимости от глубинности (литостатического давления, P_S) проследим на некоторых типичных металлах — C, Fe, Si, Li, имеющих неодинаковое сродство к летучим компонентам, т. е. занимающим различное положение в рассмотренном выше ряду химического сродства к кислороду. Использованные для

расчета термодинамические свойства этих металлов и их соединений, а также расчет реакций (табл. 3.2 и 3.3). В результате построены изотермические диаграммы $\mu^P_{O_2} - P_S$ (рис. 3.1), на которых намечены минеральные фации по парагенезисам твердых фаз и проведены изолинии соотношения атомов водорода и кислорода в водно-водородных флюидах. Спецификой расчетов, положенных в основу построения диаграммы, является допущение постоянного стандартного давления компонента H_2O, участвующего в твердофазовых реакциях. Учет реальных вариаций давления этого компонента в настоящее время не представляется возможным, так как с переходом к глубинным зонам на него действуют два противоположных фактора: возрастание давления на флюид увеличивает парциальное давление H_2O, одновременное восстановление флюида сопрягается с уменьшением содержания H_2O во флюидах и уменьшением давления. В сильно восстановительной обстановке глубинных зон содержание H_2 во флюидах, по-видимому, невелико, и допущение стандартного давления этого компонента недалеко от реальных соотношений. Во всяком случае на диаграмме $\mu^P_{O_2} - P_S$ можно представить себе направление смещения линий реакций с участием H_2O при отклонении давления этого компонента от стандартного. Аналогичные замечания относятся к реакциям с участием CH_4. В тех реакциях, где участвуют оба эти газа ($C + 2H_2O = CH_4 + O_2$), приобретает значение соотношение их парциальных давлений. В любом случае реакции с участием других газов, кроме кислорода, на диаграмме (рис. 3.1) должны рассматриваться с учетом указанной условности их построения. Каждая из этих реакций, сведенная на диаграммах к моновариантным равновесиям (изображена в виде линии), по существу представляет не линию, а поле, размеры которого определяются размахом колебания парциальных давлений летучих компонентов.

На диаграммах намечаются поля устойчивости определенных ассоциаций твердых фаз (минеральные фации). Те из них, которые, как нам кажется, реализуются в глубинных зонах Земли, обозначены арабскими цифрами *1—9* последовательно с повышением давления на твердые фазы и одновременным усилением восстановительного режима для наиболее реальных высокотемпературных условий (см. рис. 3.1).

В фации 1 (гематитовой) в ассоциации с силикатами входят окислы в высшей степени окисления. В фации 2 устойчив магнетит. В фации 3 устойчивы вюстит и силикаты железа в ассоциации с графитом. Затем в фации 4 получают распространение карбид железа (когенит) и алмаз. Переход к фации 5 характеризуется ограничением устойчивости алмаза и карбида железа и усилением роли уплотненных углеводородов.

Разложение окислов кремния прослеживается с переходом к сильно восстановительной обстановке очень высокого давления, характеризуемой фациями 6—9. В этой области с возрастанием восстановительной обстановки и литостатического давления металлический кремний становится последовательно устойчив в парагенезисах с ортосиликатами магния (фация 6) и с окислами магния (фация 7). Фация 8 характеризуется появлением гидридов щелочных металлов, устойчивых в отсутствии металлического кремния. В фации 9 в высокотемпературных условиях становятся неустойчивы силикаты щелочных металлов, вытесняясь парагенезисом их гидридов с металлическим кремнием.

Естественно, что количественные оценки величин $\mu^P_{O_2}$ и P_S, характеризуемые графиком рис. 3.1, в известной мере условны, если учитывать схематичность термодинамических расчетов и, в частности, допущение постоянства объемных эффектов реакций по твердым фазам.

О реальности достижения в глубинных зонах Земли сильно восстановительных условий, соответствующих фациям 6—9, свидетельствует наличие металлического кремния в составе железной фазы метеоритов (Виноградов, 1959). Эти важные соотношения парагенезисов гидридов щелочных металлов были выведены нами (Маракушев, Перчук, 1971, 1974) путем термодинамического расчета при стандартной температуре и построения диаграмм: химический потенциал (или давление) кислорода—литостатическое давление. В настоящей работе привлечены новые константы по гидридам металлов (Мюллер и др., 1973) и произведена экстраполяция термодинамических данных на высокую температуру, что в значительной мере уточнило и конкретизировало обрисованные выше соотношения, не изменив их по существу.

Наиболее окислительные условия (фация 1) прослеживаются в верхней части земной коры в метаморфических комплексах, включающих магнетит-гематитовые породы типа пород Кривого Рога или Кимканского месторождения на Дальнем Востоке. Температура метаморфизма не превышает 900—1000° К, а давление — 2—3 кбар. Это наиболее малоглубинные ком-

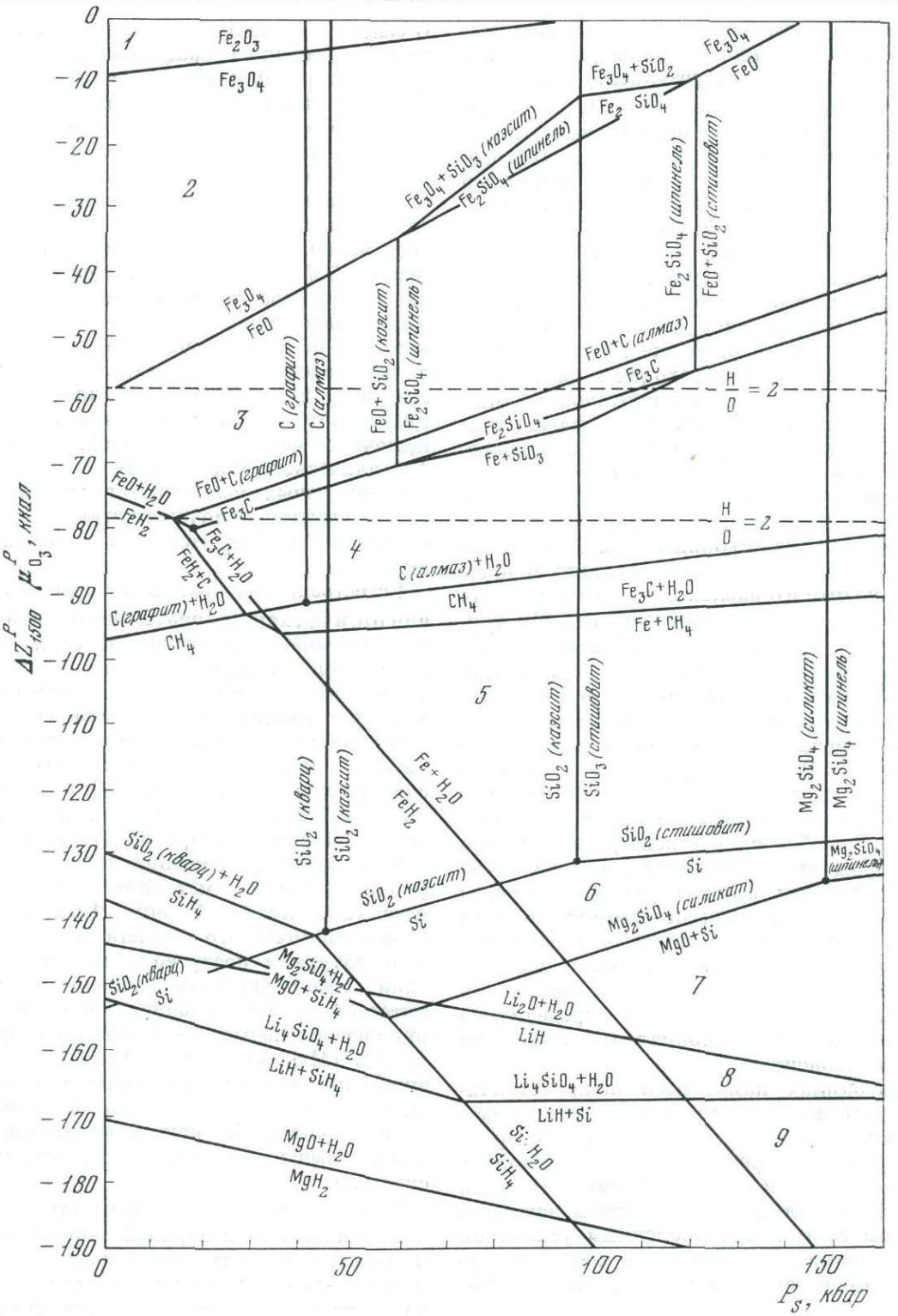


Рис. 3.1. Диаграмма $\mu^P_{O_2}$ — P_s для высокотемпературных условий ($T = 1500°$ К). Составили А. А. Маракушев и Л. Л. Перчук

1—9 — минеральные фации, по-видимому, реализующиеся в глубинных зонах Земли

плексы, сформированные в весьма окислительных условиях. К наиболее глубинным из доступных непосредственному наблюдению комплексам относятся алмазоносные породы кимберлитовых трубок. Наличие в этих породах алмаза свидетельствует об очень высоком давлении при их образовании — P_S составляет около 50 кбар. Особенно ценную информацию о режиме минералообразования на глубинах, отвечающих такому большому давлению, дают первичные включения в алмазах (Melton e. a., 1975). Исследование в них рудных минералов (Harris, 1972) обнаруживает пирротин, пентландит, халькопирит, фтористый биотит, тогда как окисные минералы железа отсутствуют.

Состав газов в метаморфических породах изучен исключительно слабо. Практически отсутствуют в литературе данные по содержанию H_2O, CO_2, F_2, N_2, H_2, CH_4 и других компонентов флюида. Поэтому мы воспользуемся расчетными данными (Перчук, 1973).

В табл. 3.1 приведены цифры некоторых величин, определяющих термодинамический режим метаморфизма. В последних трех колонках этой таблицы вычислен элементарный состав газа для четырех фаций метаморфизма — гранулитовой, амфиболитовой, эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой. При вычислениях мы исходили из допущения, что помимо H_2O и CO_2 в состав газовой смеси входит водород. Это допущение исходит из частных определений состава газов в метаморфических породах, приведенных в работе И. А. Петерсилье (1964): хлоритовый сланец $H_{97,2}C_{1,34}O_{1,46}$, биотитовый гнейс $H_{96,88}C_{1,66}O_{1,46}$, гранито-гнейс $H_{92,59}C_{3,82}\cdot O_{3,59}$. Иными словами, газовая фаза без CO_2 и H_2O более чем на 60—70% сложена водородом, а остальные компоненты — смеси CO и сложные углеводороды.

Таблица 3.1. Изменение состава метаморфического флюида в земной коре в зависимости от общего давления, температуры и фугитивности кислорода

P_{fl}, кбар	T °C	$-\lg f_{O_2}$	$X^{fl}_{CO_2}$	$X^{fl}_{H_2O}$	$X^{fl}_{H_2}$	Элементарный состав газа, ат. %		
						H	C	O
9	780	18,8	0,139	0,085	0,776	97,72	0,64	1,64
8	750	18,6	0,092	0,138	0,770	81,83	4,06	14,11
7	700	18,45	0,072	0,218	0,710	81,41	3,12	15,47
6	650	18,2	0,045	0,328	0,627	80,86	1,89	17,25
5	600	17,8	0,036	0,517	0,447	75,84	1,42	22,74
4	550	16,3	0,032	0,800	0,168	68,49	1,39	36,91
3	500	16,5	0,037	0,861	0,103	66,54	1,30	32,16
2	450	15,5	0,050	0,875	0,075	65,25	1,73	33,02

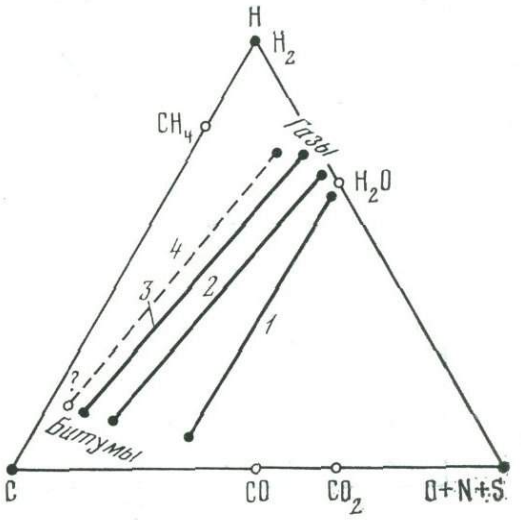


Рис. 3.2. Равновесия газов и битумов в метаморфических породах. Составили А. А. Маракушев и Л. Л. Перчук

1 — зеленые сланцы (450° С и P_s = 2000 бар); *2* — эпидотовые амфиболиты (550° С и P_s = 400 бар); *3* — амфиболиты (650° С, P_s = 6000 бар); *4* — гранулиты (780° С и P_s = 9000 бар). Пунктир — предполагаемая коннода (данных по составу битумов в гранулитах нет)

Из табл. 3.1 видно, что при переходе от гранулитов к зеленым сланцам содержание водорода в газовой смеси закономерно снижается за счет его окисления (растет мольный процент O_2). В том же направлении в 5 раз снижается содержание углерода, который, по-видимому, фиксируется в породах в виде графита. Эта закономерность подтверждается данными по составу битумов из пород разных фаций метаморфизма (Развозжаева, Петров, 1971) в Патомском нагорье. На диаграмме H — C — O (рис. 3.2) коннодами соединены точки составов условно сосуществующих фаз в различных фациях метаморфизма. Эти конноды закономерно смещаются в сторону кислородного угла диаграммы, нигде не пересекаясь. Такой характер смещения обусловлен сопряженным уменьшением температуры и давления при возрастании f_{O_2}.

Для оценки ювенильного состава газа, ассоциирующего с некоторыми магмами, мы предпочли метод осреднения для каждого типа пород наиболее достоверных данных. В табл. 3.2 приводится средний состав газовых смесей, равновесных с ультраосновными, основными и кислыми породами. Эти цифры получены разными методами и потому необходимо установить их репрезентативность.

Сделать это можно следующим образом. Если эти данные отражают средние составы газовых

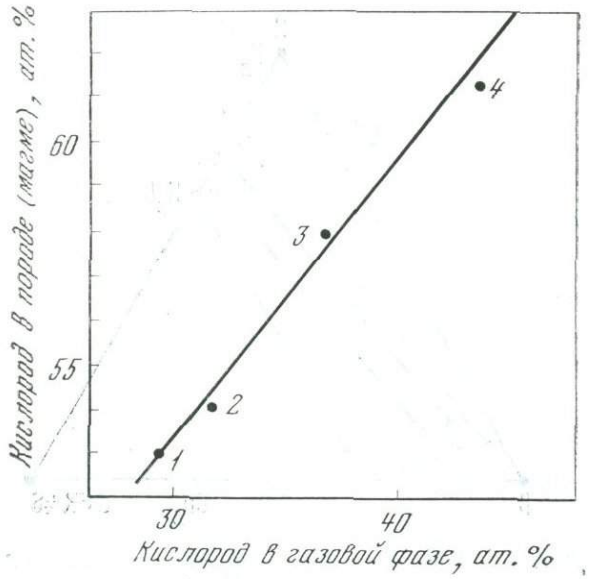


Рис. 3.3. Корреляция содержаний атомарного кислорода в условно равновесных флюидах и магмах. Составили А. А. Маракушев и Л. Л. Перчук

1 — газ + кимберлитовая магма; *2* — газ + перидотитовая магма; *3* — газ + базальтовая магма; *4* — газ + дацитовая магма

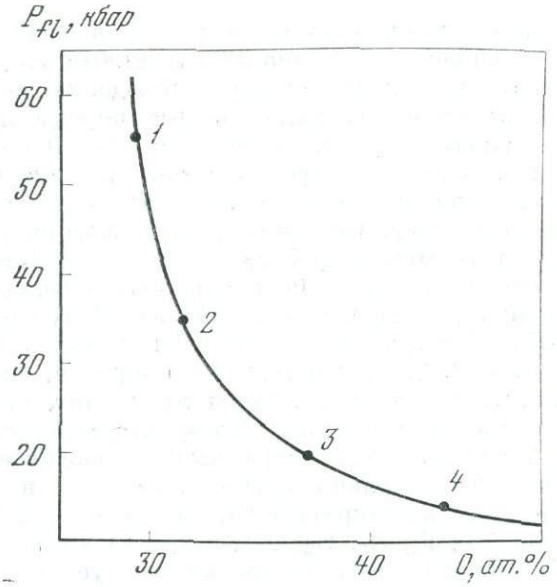


Рис. 3.4 Изменение содержания атомарного кислорода во флюиде, равновесном с кимберлитом (1), перидотитом (2), базальтом (3) и дацитом (4) с глубиной генерации соответствующих магм. Составили А. А. Маракушев и Л. Л. Перчук

смесей, равновесных с рассмотренными типами пород (магм), то распределение кислорода между флюидом и расплавом должно подчиняться закону Нернста:

$$K = \frac{\overset{\text{gas}}{\text{O}}}{\text{H} + \text{C} + \text{N} + \text{Ar}} \times \times \frac{\overset{\text{magma}}{\text{O}}}{\text{Si} + \text{Al} + \text{Ti} + \ldots + \text{H}} \approx \text{const}.$$

В табл. 3.3 приведены отношения атомарного кислорода к другим элементам во флюиде и в условно равновесном с ним магматическом расплаве, состав которого определялся из средних данных по соответствующим магматическим породам (Соловьев, 1970). Видно, что величина K изменяется очень мало, но закономерно. Среднее значение $K = 0{,}473$ ($\Delta G_{\text{exch}} = 1273^\circ = -1894$ кал). Закономерное увеличение величины K отражает влияние давления на распределение кислорода между магмой и флюидом. На диаграмме рис. 3.3 видно, что точки составов равновесных фаз лежат на одной линии. Следовательно, данные табл. 3.2 действительно отражают средний состав газов, генерирующих выплавление соответствующих магм на определенных глубинах. А на диаграмме рис. 3.4 намечена корреляция степени окисленности флюида с глубиной генерации магм.

Таблица 3.2. Средний состав газов, равновесных с некоторыми магматическими породами

Номер	Молекулярный состав, объемн. %						Элементарный состав, ат. %					
	H_2	H_2O	CO_2	CO	CH_4	N_2	H	O	C	N	Ar	S
1	20,1	42,3	14,4	9,6	5,0	6,7	51,70	29,51	11,93	6,73	0,13	—
2	22,6	—	0,6	64,9	11,9	—	35,39	31,64	32,97	—	—	—
3	0,71	52,09	19,29	0,82	—	—	41,50	37,10	6,8	11,0	0,1	3,5
4	1,60	47,4	42,70	0,30	8,00	—	40,29	43,47	16,24	—	—	—

1 — алмаз из кимберлитов; CH_3OH *— 0,3;* CH_3CH_2OH *— 1 и* C_3H_8 *— 0,3% (Melton e. a., 1975); 2 — платформенные ультраосновные породы (Петерсилье, 1964); 3 — средний анализ газа из базальтовых лавовых озер (Волков, Рузайкин, 1974); 4 — среднее из 37 анализов фумарольных газов вулкана (андезиты-дациты) Безымянного (Башарина, 1964); все анализы усреднены нами, а 1 и 2 получены методом массового вскрытия микропор и микровключений.*

Таблица 3.3. Соотношения концентраций атомарного кислорода в равновесных флюиде и магматическом расплаве (статистические данные)

Номер	Равновесие	$\left(\frac{O}{H+C+N+Ar}\right)^{gas}$	$\left(\frac{O}{Si+Ti+\ldots+H}\right)^{magma}$	K
1	Газ — кимберлит	0,418	1,132	0,369
2	Газ — перидотит	0,462	1,181	0,391
3	Газ — базальт	0,711	1,411	0,503
4	Газ — дацит	0,999	1,587	0,629

3.3. Механизмы дегазации мантии и распределение восходящих флюидных потоков [1]

Дегазация планеты, уже сформировавшейся как единое тело, в принципе может осуществляться за счет механизмов четырех типов:

1) восходящее течение флюида как отдельной фазы (или смеси флюидных фаз) через систему связных трещин и пор;

2) «всплывание» изолированных флюидных включений через твердые фазы и расплавы;

3) восходящая диффузия легких компонентов через минералы и расплавы;

4) подъем легких компонентов вместе с магматическими массами.

Первые два механизма могут реализоваться лишь в тех зонах мантии, где все твердые фазы насыщены флюидными компонентами. Любой минерал способен включать эти компоненты в тех или иных количествах. Точные аналитические методики надежно фиксируют H, N и пр. в природных силикатах, которые обычно классифицируются как «безводные» (Бершов, 1970; Кучер, 1972; Kots, 1962; Martin, 1971; и др.). Содержания летучих порядка 10^{-2}—10^{-3} вес. % установлены вполне достоверно. При этом приходится иметь в виду, что с увеличением давления растворимость летучих в твердых фазах растет (см. данные по воде в кордиерите — Schreyer, Yoder, 1964).

Поэтому появление флюида как самостоятельной фазы на глубоких горизонтах мантии можно ожидать только тогда, когда либо суммарное содержание H + N составляет 0,01% и более от веса пород, либо флюид является преимущественно углекислотным [2]. Но предельные концентрации CO_2 лимитируются окислительно-восстановительной обстановкой. Табл. 3.4 дает представление о соответствующих пределах для глубинных флюидов в равновесии с важнейшими минеральными буферами (в первом приближении η равно мольной доле компонента во флюиде; Рыженко, Малинин, 1971). Заметна общая устойчивая тенденция к снижению предельных концентраций CO_2 с ростом давления. Но тем не менее можно заключить, что даже при мантийных давлениях богатые углекислотой флюиды равновесны с кварц-магнетит-фаялитовым буфером, если температуры достаточно высоки — 1200—1300° С и более. Это позволяет считать, что существенно углекислотные флюиды в мантии вполне возможны. Однако встает вопрос об источниках таких флюидов (как и флюидов любого другого состава).

Если исходить из хондритовой модели Земли и аккреционной гипотезы ее образования, то не приходится допускать, что во внутренних частях нашей планеты средние концентрации H и N выше, чем для хондритов в целом. Более того, существенная часть первичных летучих неизбежно должна была дегазировать в атмосферу уже в моменты соударений «Протоземли» и хондритов, поскольку при этом происходило частичное плавление последних.

Соответствующая статистика по химизму метеоритов (Войткевич и др., 1970; Rösler, Lange, 1965; Kothari, Goel, 1974) вынуждает ограничивать среднюю концентрацию N + H для земных глубин величиной не более 0,01 вес.% (т. е. при достаточно равномерном распределении эти компоненты здесь могут быть целиком растворены в твердых фазах).

Даже если первичная углекислота в хондритах отсутствует [3], то по мере их «захорone-

[1] Раздел составлен В. В. Хлестовым.

[2] Этот флюид состоит из CO_2 и не содержит ни H ни N, высокие концентрации которых в принципе можно ожидать во флюиде при соответствующих *PT*-параметрах. В то же время содержание CO ничтожно, поскольку высокие давления сильно смещают вправо равновесие Будуара: $2CO \rightleftharpoons C + CO_2$ (French, Eugster, 1965).

[3] Прямой анализ первичных газов в метеоритах технически сильно затруднен. Методы отгонки газа нагреванием дают искаженные результаты, поскольку при этом происходит радикальное смещение соответствующих буферных реакций (см., например, табл. 3.4).

Таблица 3.4. Максимальные значения относительной летучести (η_{CO_2}), возможные во флюиде, равновесном с различными минеральными буферами

P, кбар	Буфер	T°C				
		400	600	800	1000	1200
1	I	$<10^{-8}$ ($<10^{-7}$)	$3{,}0\cdot10^{-5}$ ($3{,}3\cdot10^{-4}$)	$5{,}3\cdot10^{-3}$ (0,24)	0,24 (1,0)	1,0
	II	$6{,}7\cdot10^{-3}$ (0,38)	0,38 (1,0)	1,0	1,0	1,0
	III	1,0	1,0	1,0	—	—
2	I	$<10^{-8}$ ($<10^{-7}$)	$8{,}2\cdot10^{-6}$ ($1{,}8\cdot10^{-4}$)	$2{,}7\cdot10^{-3}$ (0,11)	0,11 (1,0)	1,0
	II	$3{,}5\cdot10^{-3}$ (0,2)	0,22 (1,0)	1,0	1,0	1,0
	III	1,0	1,0	1,0	—	—
4	I	$<10^{-9}$ ($<10^{-8}$)	$4{,}3\cdot10^{-6}$ ($7{,}8\cdot10^{-5}$)	$1{,}3\cdot10^{-3}$ (0,049)	0,049 (1,0)	0,79 (1,0)
	II	$1{,}5\cdot10^{-3}$ (0,086)	0,1 (1,0)	1,0	1,0	1,0
	III	0,44 (0,77)	1,0	1,0	—	—
7	I	$<10^{-9}$ ($<10^{-8}$)	$1{,}7\cdot10^{-6}$ ($3{,}1\cdot10^{-5}$)	$5{,}4\cdot10^{-4}$ (0,022)	0,023 (1,0)	0,37 (1,0)
	II	$7{,}5\cdot10^{-4}$ (0,042)	0,053 (1,0)	0,5 (1,0)	1,0	1,0
	III	0,09 (0,16)	1,0	1,0	—	—
10	I	$<10^{-10}$ ($<10^{-9}$)	$5{,}1\cdot10^{-7}$ ($9{,}3\cdot10^{-6}$)	$4{,}5\cdot10^{-4}$ (0,018)	0,015 (0,9)	0,26 (1,0)
	II	$4{,}6\cdot10^{-4}$ (0,025)	0,017 (0,52)	0,25 (1,0)	1,0	1,0
	III	0,023 (0,04)	1,0	1,0	—	—

Примечание. $\eta = \max < 1$ *отвечает равновесиям флюид + графит + буфер (I — магнетит + вюстит; II — магнетит + фаялит + кварц; III — магнетит + пирит + пирротин). Цифры рассчитаны: без скобок — по данным Роби и Вальдбаума (Robie, Waldbaum, 1968); в скобках — исходя из термодинамических данных Ю. П. Мельника (1972), фугитивность чистой* CO_2 *взята по Хлестову (1975).*

ния» в процессе продолжающейся аккреции (и последующего нагрева на глубинах) CO_2 может возникать за счет частичного восстановления железа свободным углеродом хондритов (табл. 3.4 иллюстрирует смещение подобных буферных равновесий с ростом температуры). Однако количество углекислоты такого происхождения лимитируется исходным содержанием Fe_2O_3, которое в большинстве хондритов не превышает 1 вес.% (Мэйсон, 1965), причем заметная часть Fe_2O_3, по-видимому, связана с вторичными процессами атмосферного окисления. Поэтому в любом случае трудно предполагать возникновение углекислоты в количестве более 0,1 вес.% от общей массы [1], причем эта оценка может оказаться существенно завышенной.

[1] За счет восстановления 1г Fe_2O_3 углеродом до FeO образуется 0,138 г CO_2.

Отсюда можно заключить, что в недифференцированном «хондритовом» слое при мантийных (и более высоких) PT-параметрах образование свободного флюида маловероятно. Масса флюидных компонентов скорее всего не выше пределов растворимости в твердых фазах. Все это в равной мере относится и к слою, где дифференциация ограничилась бы только удалением металлической фазы.

Если все-таки по мере нагревания хондритового материала химический потенциал летучих компонентов в твердых фазах достигал уровня насыщения, то приходится учитывать, что флюид должен выделяться в виде очень мелких изолированных обособлений. Развитие единой системы сообщающихся пор в среде, до того не имевшей подобной пористости, требует достаточно высокого дебита и сверхлитостатического подпора флюида, а это в подобной

ситуации нереально, т. е. течение флюида в недифференцированном хондритовом слое невозможно.

Восходящее движение изолированных включений флюида (или расплава) обусловлено, с одной стороны, архимедовыми силами, а с другой — изменением потенциальной энергии упругих сил (из-за большей сжимаемости флюида по сравнению с сжимаемостью твердых фаз при подъеме этих включений в зоны меньших давлений (Martin, 1969). Перемещение включений обеспечивается двумя механизмами: диффузионным переотложением минерального вещества через флюид с верхней стенки включения на нижнюю и вязким течением минерального вещества по стенкам включения. Как было показано (Хлестов, 1975), первый механизм ни при каких условиях не может обеспечить скорости подъема более величин порядка 1 м за миллион лет. Это за всю историю Земли привело бы к дегазации оболочки мощностью всего в несколько километров.

Согласно формуле Стокса, вязкое течение минерального вещества обеспечивает подъем включения со скоростью порядка

$$V \lesssim \frac{\Delta\rho R^2}{\eta} \cdot 10^{16} \text{ см/млн. лет},$$

где $\Delta\rho$ — разность плотностей минерала и флюида (в г/см^3); R — радиус включения (в см); η — вязкость минерала на стенке включения (в пуаз). На контакте с флюидами-растворителями вязкость и сопротивляемость вязкопластичному разрушению для твердых фаз резко снижаются (еще в большей мере это относится к минералам, равновесным с силикатными расплавами). Подобное влияние «поверхностно-активных» жидкостей давно известно и используется в технике (Лихтман и др., 1954). Количественную сторону этого эффекта в интересующих нас примерах пока трудно определить. Отдельные эксперименты говорят, что снижение вязкости может быть на много порядков (Griggs, 1967). Наиболее существенно, как видно из приведенной выше формулы, что в любом случае скорость «всплывания» очень сильно зависит от размеров обособлений. Если предположить для флюидных включений с $R \approx 10^{-2}$ см подъем за счет вязкого течения минералов в 0,1 см/млн. лет, то для расплавных обособлений с $R \approx 10^{-2}$ см и более получаем «всплывание» со скоростями порядка нескольких километров за 1 млн. лет [1].

В то же время очевидно, что в случае частичного плавления «хондритового» слоя расплав образует обособления, гораздо более крупные, чем рассеянный флюид. Следует еще учитывать, что начальные разрозненные обособления расплава (или флюида) при нагревании и подъеме имеют тенденцию к интеграции, которая для крупных обособлений идет быстрее. Сближение включений происходит за счет того, что флюид (или расплав) создает избыточное давление и в твердых фазах вокруг включений возникают неоднородности упругих напряжений. Между двумя такими включениями образуется область относительного растяжения, куда оба включения постепенно смещаются навстречу друг другу. Бóльшие обособления создают бóльшие неоднородности напряжений, быстрее сближаются и объединяются.

Таким образом, надо полагать, что расплав сегрегируется гораздо быстрее флюида и что скорость «всплывания» расплава в виде изолированных обособлений может быть на много порядков выше, чем скорость для флюида. Не исключено, что такой механизм подъема магмы (в пределах мантийных слоев с частичным плавлением) играет существенную роль в дифференциации глубинных оболочек [2]. В то же время движение флюида как самостоятельной фазы в недифференцированных мантийных слоях заведомо ничтожно и не может заметно участвовать в дегазации глубин, которая здесь практически ограничивается выносом флюидных компонентов поднимающимися силикатными расплавами [3].

Даже при ограниченном частичном плавлении пород за геологические отрезки времени происходит значительное диффузионное «отсасывание» растворенных флюидных компонентов из минералов в силикатные расплавы (Хлестов, 1975), а сегрегация и подъем последних ведут к необратимой локальной концен-

[1] Такие цифры не кажутся совсем нереальными. Они получаются, если принять, что вязкость на стенке включения равна 10^{12}—10^{14} пуаз, т. е. соизмерима с вязкостью для льда при 0° С или для силикатных стекол при 500—600° С.

[2] Это только для высокотемпературных глубинных расплавов ($T > 1400$—1500° С). Для водосодержащих анатектических выплавок в коре, отвечающих гораздо меньшим температурам (850—900° С и ниже), такой механизм подъема практически не реализуется — «всплывание» обособлений несравненно медленнее. Энергия активации растворения составляет порядка 100 ккал/моль и соответственно различие скоростей взаимообмена «расплав—твердое» для 850 и 1400° С составляет около 10^5 раз. Именно этим обменом и лимитируются скорость возобновления дефектов и ползучесть, обеспечивающие вязкое течение минералов.

[3] Диффузионный подъем летучих сквозь твердые фазы, как показывают расчеты (Хлестов, 1975), во всех случаях совершенно ничтожен.

трации летучих в верхних горизонтах первично-однородного слоя с частичным плавлением. При этом различия в скоростях нагрева (а значит, и в скоростях сегрегации) могут обусловливать как разную степень суммарной концентрации летучих, так и колебания соотношений флюидных компонентов в расплаве при одном и том же исходном валовом составе слоя.

Всплывание расплавных обособлений сопровождается высвобождением гравитационной энергии и дополнительной генерацией тепла в данном слое. Если доля выплавок равна α (в объемн.%), а средняя скорость всплывания — V (в км за млн. лет), то дополнительная удельная генерация тепла в среднем составит $\Delta q \approx 2V\alpha \cdot 10^{-13}$, кал/см^3·с.

Легко видеть, что реальны Δq, вполне соизмеримые с генерацией радиоактивного тепла в кислых породах (порядка 10^{-13}), а значит, этапы сегрегации отвечают максимумам разогрева слоя, за которыми потом неизбежно следуют спады температур на соответствующих глубинах. Спады вызываются, во-первых, исчезновением дополнительных источников тепла после окончания сегрегации и всплывания, во-вторых, увеличением теплоотдачи наверх за счет конвекции сегрегированного расплава и, в-третьих, тем, что радиоактивные вещества, тяготеющие к расплаву, в итоге подъема оказываются сконцентрированными преимущественно в верхних горизонтах слоя, что снижает мощность тепловыделения в подстилающих «реститах».

Таким образом, вслед за обособлением расплава в самостоятельное тело необходимо наступление эпохи охлаждения с частичной или полной кристаллизацией выплавок. Остаточный расплав постепенно и во все большей мере обогащается летучими вплоть до насыщения и появления отдельной флюидной фазы. В зависимости от конкретного состава флюидной фазы дальнейшая кристаллизация на месте может идти как с повышением ($P_{\text{фл}} = P_{\text{распл}}$), так и с понижением ($P_{\text{фл}} < P_{\text{лит}}$) давления, при условии, что доля воды в выделяющемся флюиде очень мала (Хлестов, 1975). В последнем случае никаких абсолютно фронтальных восходящих течений флюида над областью кристаллизации возникнуть не может. Дегазация этих горизонтов ничтожна и будет продолжаться за счет всплывания разрозненных флюидных включений.

Но и в тех случаях, когда давление в магматической камере при изохорической кристаллизации растет (а значит, $P_{\text{фл}} > P_{\text{лит}}$), все равно это не приводит сразу же к восходящим фронтальным течениям флюида. Единая система сообщающихся трещин и пор, однородно пронизывающая всю вышележащую толщу, к этому моменту отсутствует и может возникнуть заново только как результат очень медленного процесса упругопластичного разрушения монолитных пород под действием подпора флюида. Зона такого разрушения постепенно разрастается вверх (и отчасти вниз) от участка кристаллизации, и ее предельная вертикальная протяженность ($H_{\max}$) лимитирована суммарным объемным расходом флюида, отнесенным к площади ($J = V/S$), и величиной сверхлитостатического подпора (ΔP) с окончанием изохорической кристаллизации.

Можно вывести, что в первом приближении

$$H^2_{\max} \leqslant \left(\frac{2\Delta P J}{\overline{\mu}\rho_{\text{фл}}}\right) : \left\{\frac{dT}{dh}\left(\frac{\partial P}{\partial T}\right)_V - g\rho_{\text{тв}}\right\},$$

где $\overline{\mu}$ — средняя пористость в «разрушенной» зоне; h — глубина; g — ускорение силы тяжести; ρ — плотность, а $(\partial P/\partial T)_V$ — отвечает изохоре флюида.

Сопоставление данных по таким изохорам (Добрецов и др., 1970) с предположительными геотермическими градиентами при тех же PT-параметрах показывает, что выражение в формуле, заключенное в фигурные скобки, составляет величину порядка 100 бар/км. Приняв $\overline{\mu}$ около 0,5% и обозначив как ΔC — среднюю потерю летучих из слоя с частичным плавлением (вес.%), а M — мощность этого слоя (в км), получаем

$$J \leqslant M\rho_{\text{тв}}\Delta C$$

и находим

$$H_{\max} \leqslant 10\sqrt{M\Delta C\Delta P}$$

(в км, если ΔP в кбар).

Трудно предполагать $\Delta P \geqslant 10$ кбар (Кадик и др., 1975). Поэтому, учитывая изложенное выше о среднем содержании летучих в недифференцированной мантии и очевидную неполноту потери этих летучих, можно заключить, что мощность зоны фронтального просачивания флюида всегда заметно меньше, чем «перекрытие» мантийного слоя с частичным плавлением, служащего источником летучих. Другими словами, этот слой не может дать фронтальных флюидных потоков в кору, если возникшие в нем расплавы не перемещены в массовых масштабах непосредственно в «подкоровые» горизонты.

Обстоятельный анализ минералогических наблюдений по наиболее глубинным гранулитам

приводит к заключению, что прогрессивные стадии регионального метаморфизма здесь, по-видимому, шли без участия отдельной флюидной фазы, каталитические функции которой выполнял анатектический расплав (Шкодзинский, 1975; Хлестов, 1975). Таким образом, фактические материалы в данном случае хорошо согласуются с выводом, что региональные потоки флюида из мантии отсутствуют.

Существенно иная картина возникает, если в оболочках непосредственно над частично расплавленным слоем имеются локальные зоны значительных тектонических напряжений (зона проецируется на поверхность как глубинные разломы). Тогда подпор флюида приводит к образованию связной системы разрывов в первую очередь именно в этих участках (со значительным опережением общего фронтального разрушения). Вертикальная протяженность таких локальных зон просачивания ограничена несравненно меньше, и мантийные флюиды могут выйти в кору даже вне зависимости от внедренных расплавов.

Трудно сказать, является ли этот механизм дегазации главным для мантии. Безусловно, немалую (а, возможно, даже основную) роль играет перенос летучих с магмами, поднявшимися в более высокие горизонты (выше уровня частичного плавления вплоть до коры). Определение соотношений количества воды + газов, перемещенных первым или вторым способом, затрудняется тем, что на сегодня недостаточно наших знаний как о деталях процессов внедрения глубинных магм, так и о возможных пределах проницаемости глубинных зон флюидной фильтрации и скоростях течения в этих зонах.

Общие масштабы дегазации мантии за геологическую историю Земли трудны для точной оценки. Нет возможности вполне аргументированно оспаривать предположение, что подавляющая часть атмосферы и гидросферы сформировалась еще в догеологические этапы — при дегазации хондритов в процессе аккреции (Хлестов, 1975). Доводы преимущественного формирования этих оболочек за счет позднейшей дегазации, как правило, неоднозначны. Это касается, в частности, оценок количества радиогенного аргона в атмосфере (Turekian, 1959; Gast, 1968). Существенная часть этого аргона может быть также «допланетной», дегазировавшей непосредственно из хондритов одновременно с другими летучими. Кроме того, очевидно, что для разных компонентов гидросферы и атмосферы пропорции «исходных» и «поздних» количеств могут резко различаться. В этом отношении показательны, например, концентрированные ювенильные рассолы, проявляющиеся в Восточно-Африканском рифте (Miller e. a., 1966). Во всяком случае, если средние темпы дегазации Земли и Венеры были бы сопоставимы (Walker e. a., 1970), то за счет дегазации не мог бы образоваться даже 1% океанической воды.

3.4. Перенос горных пород и минералов мантии в земную кору и из коры в мантию[1]

3.4.1. Перенос вещества восходящей магмой

Уже в начальном периоде развития современной петрографии в прошлом столетии было отмечено, что лавы, прежде всего кимберлиты и базальтоиды, выносят с собой на земную поверхность не только интрателлурические вкрапленники, кристаллизующиеся в самом расплаве, но и захваченные на некоторой глубине обломки горных пород и минералов. Было высказано предположение о мантийном происхождении хотя бы части этого материала. Масса таких обломков в общем балансе земной коры незначительна, но они имеют решающее значение для наших суждений о минеральном составе мантии.

Так как этот вопрос по существу уже рассмотрен в предыдущей главе, мы коснемся его лишь в аспекте минералогии земной коры. Благодаря этому процессу мы наблюдаем в коре совершенно не свойственные ей минералы и парагенезисы, образовавшиеся в условиях высоких давлений, невозможных для коры. Из минералов это прежде всего алмаз, а также своеобразные богатые хромом силикаты — магнезиальный гранат, омфацит, дистен и др., а также высокобарическая модификация кремнезема — коэсит. Минералы, которые отвечают простым фазовым переходам из обычных минералов земной коры, в частности коэсит и алмаз, могут иметь также импактное происхождение, находясь в метеоритных кратерах. Однако такие минералы, образовавшиеся очень быстро при больших динамических давлениях,

[1] Раздел составлен В. С. Соболевым.

легко отличимы от минералов мантии, кристаллизовавшихся в стабильных *PT*-условиях.

Сюда попадает также интересная группа минералов, образование которых связано не с повышением давления, а с низким потенциалом кислорода. Это прежде всего оливин, содержащий двухвалентный хром и армаколит. Эти минералы аналогичны минералам, характерным для Луны. Интересно, что возможность нахождения армаколита в кимберлитах была сначала предсказана (Н. В. Соболев, 1974), а затем подтверждена конкретными находками.

Кроме минералов мантии мы можем также непосредственно изучать отдельные породы, свойственные лишь мантии, к которым относятся алмазоносные эклогиты, гроспидиты и гранатовые перидотиты.

Наряду с упомянутыми выше несомненными минералами и породами мантии (хотя, как всегда в геологии, нет полного единства мнений, несмотря на полную убедительность всего фактического материала) имеется большой класс ксенолитов, мантийное образование которых является дискуссионным. Сюда относятся многие включения ультрабазитов, иногда даже с гранатом, которые в некоторых случаях захватываются магмой в земной коре.

Углубленное изучение глубинных ксенолитов и ксенокристаллов находится сейчас в центре внимания ученых и является важным ключом для получения дальнейшей информации о составе и строении верхней мантии.

3.4.2. Тектонические перемещения блоков мантии в земную кору

В последний период высказывается много предположений о возможности перемещения тектоническим путем отдельных блоков мантии (как океанов, так и континентов) в земную кору. Это относится прежде всего к ультрабазитам, а иногда и к эклогитам. В отличие от рассмотренного выше процесса магматического переноса масса перемещенных пород предполагается здесь весьма значительной и может иметь влияние на кларковые содержания элементов в земной коре.

Данная проблема является сейчас объектом дискуссий и изучения для многих геологов и геофизиков. Следует лишь подчеркнуть, что, как в частных случаях, так и в общих вопросах, эти обсуждения связаны с задачами петрографии и геохимии этих пород (см. гл. 2).

3.4.3. О возможном смещении границы Мохо и погружении блоков земной коры в мантию

Еще более новой является проблема обратного перемещения вещества из земной коры в земную мантию. Возможность такого перемещения прежде всего связана с вопросом наращиваний мантии за счет эклогитизации в нижних частях земной коры. Существование эклогитизированного слоя ниже поверхности Мохо на континентах (Стишов, 1963) или отдельных участках континентов (В. С. Соболев, Н. В. Соболев, 1964) предполагалось на основании общих предпосылок, на конкретных данных по включениям, выносимым кимберлитами. Возможность образования и перемещения такой границы связана не только с изменением давления, но и с температурным порогом, который необходим для трехфазных реакций. Была поставлена задача геофизической проверки данной гипотезы. В настоящее время созданы реальные предпосылки для такой проверки: проведены более детальные экспериментальные исследования (Ито, Кеннеди, 1972), а также расширены возможности ГСЗ и теперь следует ожидать новых результатов.

Кроме того, возможно образование эклогитов за счет погружения блоков основного состава на большие глубины связано с гипотезой субдукции в зонах Заварицкого — Беньофа.

В связи с проблемами океанизации континентальной коры выделена гипотеза о возможном погружении отдельных гранитных блоков в область мантии с ассимиляцией подкоровыми расплавами (Белоусов, 1968; Жданов, 1972).

Так как эклогиты, особенно после удаления из них более легкоплавких соединений, несколько тяжелее ультрабазитов мантии, то встает вопрос об обсуждении возможности погружения эклогитовых астенолитов в нижние части мантии. Иногда предполагается даже обмен между погруженным материалом мантии и ядром с восстановлением части Fe с последующим поднятием облегченных блоков.

Высказана также гипотеза растворения погруженных астенолитов (Белоусов, 1968) в ультрабазитовом расплаве с связи с объяснением особых свойств мантии под океаном.

Все рассмотренные гипотезы имеют большое значение для решения общих геологических проблем вплоть до построения моделей первичного образования континентальной коры (В. С. Соболев, Н. В. Соболев, 1975). Однако все эти варианты построения находятся сейчас в стадии обсуждения и проверки, и реальная оценка их значимости будет возможна лишь в ближайшем будущем.

Глава четвертая

ПРОИСХОЖДЕНИЕ МАГМ

4.1. Современные теории происхождения и эволюции магм

Обильный фактический материал по петрографии изверженных пород, накопленный в конце XIX и начале XX столетия, а также экспериментальные исследования плавления силикатных систем, начатые в конце четверти столетия, послужили основой теории эволюции изверженных пород (Боуэн, 1934; Заварицкий и Соболев, 1961). В 60-х годах начался новый этап развития петрологии, в основу которого было положено: 1) изучение минералогического состава пород мантии в сочетании с детальными геофизическими исследованиями и общим развитием геологической теории; 2) эксперименты по плавлению силикатов при высоких давлениях как «сухих», так и в присутствии летучих; 3) дальнейшее развитие петрографических и геохимических исследований (парагенетический анализ, изучение расплавных и других включений в минералах, исследование распределения компонентов примесей и изотопов и т. д.).

Огромный поток информации, полученный за последнее время, позволяет по-новому подойти к обсуждению генезиса магматических пород, все более ограничивая рамки разумной дискуссии и заставляя часто пересматривать высказываемые гипотезы (В. С. Соболев, 1973). Стало возможным сосредоточить основное внимание уже не на проблеме эволюции, а на самом генезисе магм как в земной коре, так и в мантии.

4.1.1. Роль H_2O и CO_2 при образовании мантийных магм

Принимая, что мантия Земли состоит главным образом из перидотитов, т. е. частичное плавление происходит в присутствии избытка оливина, мы должны прежде всего обратиться к рассмотрению равновесия в простейшей системе Mg_2SiO_4—SiO_2. Для низких давлений эта система (Anderson, Bowen, 1914) явилась одним из краеугольных камней фундамента теории дифференциации магмы. Были установлены инконгруэнтное плавление $MgSiO_3$ (т. е. плавление с разложением) и соответственно возможность выплавления жидкости, пересыщенной кремнеземом из пород, богатых оливином.

Гораздо позднее (Kushiro, 1969) было показано, что при повышении давления происходит не только повышение температуры плавления, но и смещение перитектической точки. Уже при давлении порядка 5 кбар она превращается в эвтектическую точку, и $MgSiO_3$ (а на трехкомпонентной диаграмме пироксеновая линия $MgSiO_3$—$CaMgSi_2O_6$) становится непроходимым термическим барьером (рис. 4.1). Однако добавление воды не только снижает температуру плавления, но в еще большей степени приводит к горизонтальному сдвигу перитектической точки в обратном направлении, значительно расширяя возможность образования «кислых» выплавок.

Наряду с влиянием воды сдвиг перитектической точки оливин—пироксен должен происходить и при добавлении других компонентов. В общем виде это было сформулировано Д. С. Коржинским (1959): «Повышение основности расплава посредством растворения в нем добавочного компонента — сильного основания... должно расширять поля кристаллизации более сильных оснований и основных соединений за счет менее основных соединений и в особенности за счет кислотных компонентов и их соединений».

Интересные эксперименты Куширо (Kushiro, 1975) прямо подтвердили эту закономерность (рис. 4.2). Высказаны гипотезы о роли смещения некоторых границ при образовании различных серий пород. Однако в рассматриваемом случае основные компоненты, добавляемые в значительных количествах, например гли-

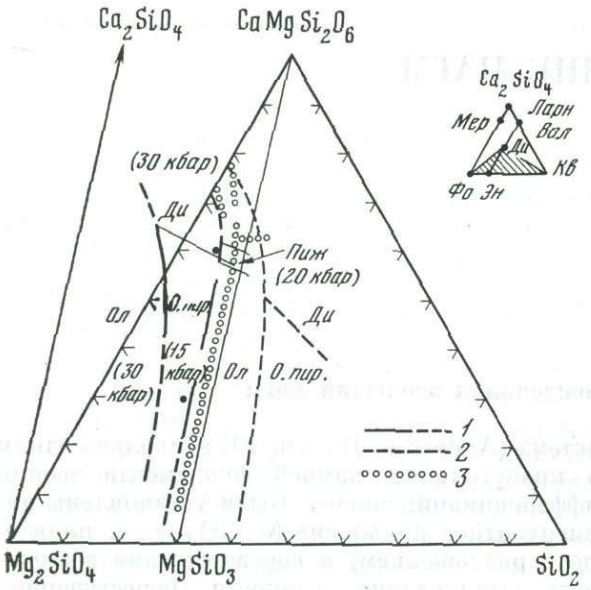


Рис. 4.1. Изменение плавления в системе форстерит — диопсид — кремнезем (часть более общей системы, показанной справа сверху) с изменением давления (здесь и далее цифры в скобках) в присутствии воды и углекислоты (давление в килобарах) (Eggler, 1974a, b)

1—3 — линии плавления: *1* — для систем с CO_2, *2* — для сухой системы, *3* — для системы с H_2O. Здесь и далее в рисунках приняты следующие сокращения: *Ди* — диопсид, *Вол* — волластонит, *Ларн* — ларнит, *Мер* — мервинит, *Ол* — оливин, *О. пир.* — ортопироксен, *Пиж* — пижонит, *Фо* — форстерит, *Эн* — энстатит, *Протоэнст.* — протоэнстатит, *Гр* — гранат, *Шп* — шпинель, *Кв* — кварц

нозем, железо и кальций, почти не смещают «пироксенового» порога и их роль более чем компенсируется увеличением содержания связанного с ними кремнезема. Важное значение имеет лишь содержание CO_2, который действует здесь как энергичный кислотный компонент (см. рис. 4.1).

Таким образом, важнейшим критерием, определяющим состав выплавок, является содержание воды. Так как вода при кристаллизации пород может либо совсем не войти в состав минералов, либо входит в первичные минералы (роговая обманка, биотит) лишь частично, выделяясь из магмы при ее подъеме и кристаллизации, то содержание воды в исходном расплаве может быть оценено лишь косвенно.

Метод моделирования, т. е. кристаллизация в лаборатории при разных условиях, сейчас все чаще применяется петрографами (Eggler, Burnham, 1973; Eggler, 1972; Thompson, 1973) преимущественно для вулканических пород. При этом оказывается, что исходная магма должна была содержать лишь небольшое количество воды, обычно до 2%. Этот результат отнюдь не неожиданный, так как магма может излиться на земную поверхность лишь при условии, когда температура ее после адиабатического охлаждения и некоторой потери за счет теплоотдачи при подъеме остается выше температуры «сухого солидуса». Это обстоятельство обычно не учитывается при общих рассуждениях о возможности образования магм, особенно для андезитовой магмы островных дуг.

Вода является главным, а в первом приближении единственным, летучим компонентом, резко изменяющим температуру плавления силикатных систем, причем снижение температуры плавления по сравнению со снижением температуры сухих силикатов в равновесии с летучей фазой достигает 300—600° С. При сравнительно низком содержании воды изолинии имеют очень малый положительный наклон (рис. 4.3), а в области 3—5% H_2O сначала даже отрицательный наклон, поэтому определение температуры магмы в начале ее кристаллизации (учитывая адиабатическое охлаждение) позволяет с достаточной достоверностью установить содержание в ней воды даже тогда, когда неизвестна глубина (а соответственно и давление) зарождения магмы.

Самым надежным термометром нам представляется гомогенизация расплавленных включений в фенокристах, ставшая возможной при непосредственном наблюдении под микроскопом на специальных камерах (Долгов, Базаров, 1965; Магматическая кристаллизация..., 1975). Не обсуждая здесь самого метода, отметим лишь, что достаточная точность получаемых величин проверена как экспериментально, так и в результате сопоставления с другими петрографическими данными. Температура гомогенизации расплавных включений, которая заведомо ниже начальной температуры магмы как в базальтоидных, так и в андезито-дацитовых породах, обычно лежит в пределах 1250—1350° и лишь в отдельных случаях снижается до 1150°. Как и следовало ожидать, сравнение полученных величин с экспериментальными данными (рис. 4.4, 4.5) показывает, что температура магм была весьма близка к температурам сухих систем и содержание воды для эффузивных пород лишь в редких случаях достигало 2%, что соответствует понижению температуры плавления на 100—150° С. Гомогенизация «вторичных» расплавных включений в залеченных трещинах кристаллов позволяет оценить температуру закалки, которая лежит обычно в пределах 1050—1150° С и хорошо совпадает с данными по определению температур изливающихся лав. В отдельных случаях

для кислых лав, по данным И. Т. Бакуменко (Магматическая кристаллизация..., 1975) и Клочиатти (Clocchiatti, 1975), устанавливается значительная обогащенность водой (до 6% H_2O с температурами гомогенизации включений в кварце 800° С) в сравнительно неглубоком промежуточном очаге, что приводит к взрыву с образованием пемз.

Изучение включений в фенокристах позволило установить участие углекислоты в образовании расплавов, «вскипание» которых происходило при давлениях порядка 5—6 кбар.

На совещании по экспериментальной минералогии и петрографии в Новосибирске в 1968 г. в качестве одной из важнейших задач на ближайший период было намечено изучение систем со сложным флюидом $H_2O—CO_2$ и дана схематическая диаграмма такого равновесия при плавлении (В. С. Соболев и др., 1971). Эта трудная в техническом отношении задача действительно оказалась в центре внимания исследователей (Рябчиков, 1975; Кадик и др., 1972; Кадик, 1975; Kushiro, 1972; Koster von Gross, 1975; Eggler, 1973, 1974a, 1974b; Eggler, Burnham, 1973). Полностью подтвердились предварительные выводы и получены количественные данные, которые показали, что качественное изменение плавления оливиновых пород (т. е. возможность кислых выплавок) происходит в интервале парциального давления воды P_{H_2O} от 0,5 до 0,6 $P_{общ}$, в то время как доля воды при образовании вулканических пород была весьма низкой, обычно ниже 0,1 $P_{общ}$. Однако это не исключает возможности предполагать образование мантийных магм, более богатых водой, которые могли бы застывать в самой мантии, приводя ее к первичной дифференциации с образованием серии пород от коэситовых эклогитов и эклогитов до гранатовых перидотитов. Область земной коры, и даже ее верхних частей вплоть до выхода на земную поверхность в результате взрывов такие магмы могли достигнуть лишь в виде смеси остаточной жидкости и образованных на больших глубинах кристаллов. Возможно, что таким образом образовалась субвулканическая ультраосновная порода, открытая В. К. Котульским и Ю. М. Шейнманном в северо-западной части Сибирской платформы (Васильев и др., 1975), меймечит. В последнее время подобные и близкие к ним породы описаны из других районов и выделены в специальную группу коматиитов (R. P. Viljoen, M. I. Viljoen, 1969; Schae, 1974). По мнению автора, к этому типу глубинных магматических ультрабазитов относятся и кимберлиты.

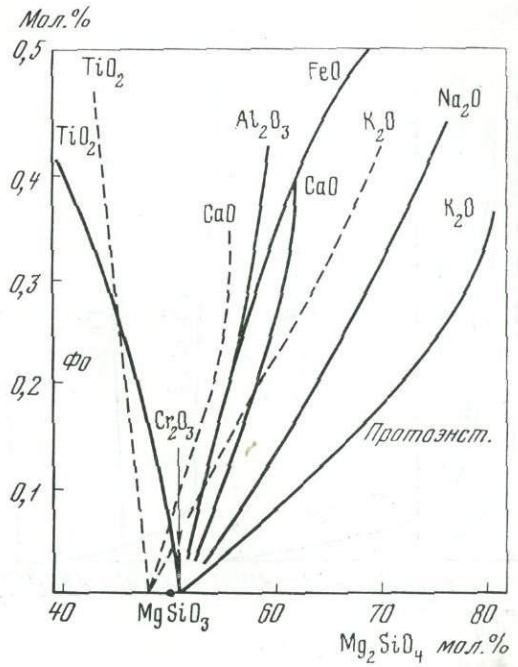
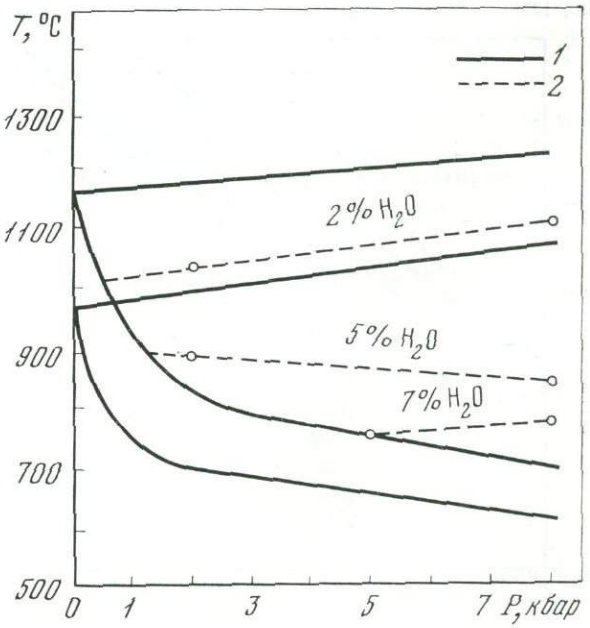


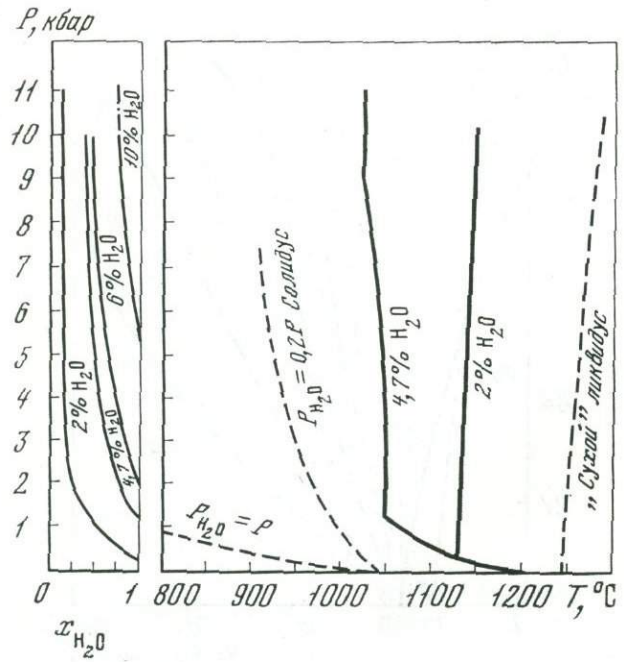
Рис. 4.2. Смещение точки плавления Mg_2SiO_4—$MgSiO_3$ для атмосферного давления 20 кбар при добавлении различных компонентов (Kushiro, 1975)

Сплошные линии — при низких давлениях, пунктирные — при давлении 20 кбар; принятые сокращения названий минералов те же, что и на рис. 4.1

Рис. 4.3. Плавление гранитов с переменным количеством воды (Whithey, 1975)

1 — линии плавления; *2* — изолинии содержания воды



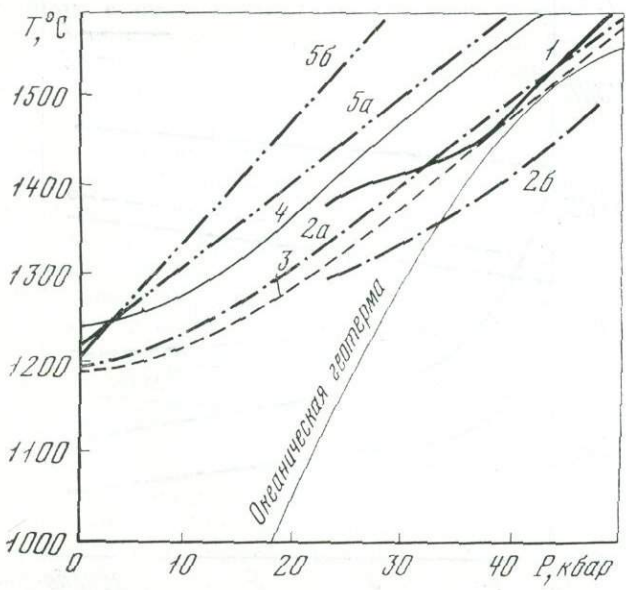


4.4. Плавление андезитов с переменным количеством воды (Eggler, Burnham, 1974)

1 — линии плавления; *2* — изолинии %-ного содержания воды

Рис. 4.5. Температура ликвидуса известково-щелочных пород

1 — липарит по Ишбулатову (1975); *2* — дацит: *а* — по Грину и Рингвуду (1968б), *б* — по Ишбулатову (1975); *3* — андезит по Грину, Рингвуду (1968б); *4* — кварцевый толеит по Грину, Рингвуду (1968б); *5* — температура солидуса пиролита: *а* — по Грину, Рингвуду (1968б), *б* — гранатовый лерцолит (Kushiro, 1973)



4.1.2. Образование мантийных магм в сухих условиях

В астеносфере под континентами плавление происходит при давлении порядка 40 кбар. Для важнейшего разреза форстерит—пироп—диопсид, отвечающего упрощенной модели гранатового верлита при 40 кбар (Дэвис, Шерер, 1968), установлена эвтектическая схема (рис. 4.6). Тройная точка как по температуре, так и по среднему составу лежит очень близко к двойной эклогитовой эвтектике: 1670° С, состав (в %) — *Ди* — 47, *Фо* — 6, *Пи* — 47, в пересчете на норму при низких давлениях: *Ан* — 32,4, *Ди* — 21,8; *Эн* — 23; *Фо* — 22,9%. Для реальных перидотитов и эклогитов благодаря содержанию в гранате гроссуляра (более 15%), а также жадеитового компонента в пироксене в нормальном составе должно увеличиться содержание анортита и оливина за счет энстатита и должен появиться альбит. Этот разрез осложняется также значительной растворимостью глинозема в пироксене при высоких температурах, так что на большом участке гранат появляется уже при температурах субсолидуса.

Так как в мантийных перидотитах обычно гранат преобладает над клинопироксеном, при плавлении последний должен полностью раствориться в эвтектической точке. Далее изменение состава жидкости будет происходить по линии гранат—оливин до полного растворения граната и, наконец, по прямой в поле оливина. Присутствие в перидотитах ромбического пироксена незначительно усложнит данную схему.

Таким образом, можно принять установленным, что при давлении выше 30—35 кбар при полном отсутствии воды или при малом ее содержании за счет перидотитов получаются лишь расплавы с оливиновой эвтектикой с содержанием более 20—30% нормативного оливина. Такие породы сравнительно редки. Для средних оливиновых базальтов континентальных и океанических формаций (Кутолин, 1972) нормативное содержание оливина составляет около 10%.

При более низких давлениях плавление в рассмотренной системе осложняется кристаллизацией шпинели на ликвидусе, а ниже 30 кбар (Yoder, 1974; Kushiro, Yoder, 1974) в эклогитовом разрезе появляется поле инконгруэнтной кристаллизации форстерита, которое быстро расширяется с понижением давления (рис. 4.6). Таким образом, на глубинах порядка 80 км за счет отсадки оливина в проме-

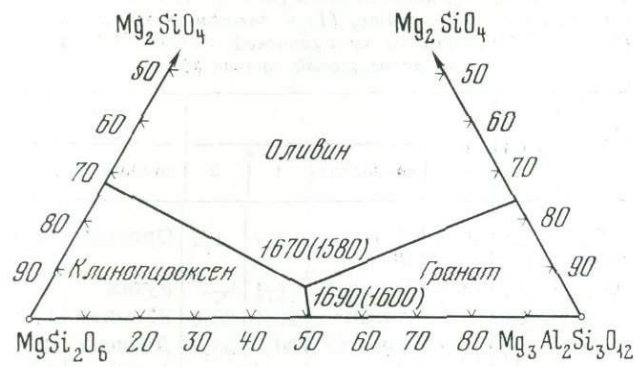


Рис. 4.6. Диаграмма плавления системы диопсид—пироп—форстерит при 40 кбар, по Дэвису, Шереру (1968)

Цифры в скобках — вероятные температуры для магнезиальных пород с высокой железистостью гранатов

жуточном очаге или при плавлении на месте могут образоваться магмы, близкие к обычным базальтам. Если такой расплав закристаллизуется на глубине в промежуточном очаге, то образуется эклогит или даже кварцевый эклогит, что особенно важно для дальнейших рассуждений. О'Хара (O'Hara e. a., 1975) полагает, что уже в процессе дифференциации выпадают пироксен-гранатовые агрегаты, соответствующие эклогиту, что, по мнению этого автора, не может считаться обоснованным.

Оценка вышеприведенных выводов Йодера и др. затруднена из-за того, что нет данных о глубинной кристаллизации. Образование вкрапленников обычных эффузивов, как это следует из парагенезиса оливина с основным плагиоклазом и данных по включениям углекислоты, обычно происходит при более низких давлениях, начиная с 6—7 кбар. Однако к глубинным вкрапленникам относятся так называемые мегакристы некоторых щелочных базальтоидов (Глубинные ксенолиты..., 1975), в особенности оливин меймечитов и кимберлитов. Как отмечают сами авторы гипотезы (Kushiro, Yoder, 1974), данная схема, конечно, не объясняет существования эклогитов на более глубоких горизонтах и прежде всего алмазоносных эклогитов.

В океанах выплавление в срединных хребтах происходит при весьма незначительных давлениях (Грин, 1973) за счет перидотитов, содержащих плагиоклаз. Но и здесь появляется своя сложность, так как «пиролиты» должны довольно быстро истощаться, и для образования больших масс базальта должен быть непрерывный привнос новых масс свежей магмы. Достаточно хорошо объясняется образование базальтов океанических островов на глубинах порядка 60—100 км. Экспериментальные исследования показали, что при давлениях порядка 25—30 кбар альбитовый барьер, имеющий такое большое значение при низких давлениях, перестает существовать, что в основном и объясняет (Йодер, Тилли, 1965) непосредственную связь базальтов толеитового (с нормативным гиперстеном) и щелочного (с нормативным нефелином) состава, например, на Гавайских островах. Повышение содержания углекислоты (рис. 4.1) благоприятствует образованию щелочных недосыщенных базальтоидов (например, о-ва Зеленого Мыса).

4.1.3. Образование кварцевых эклогитов за счет блоков погруженной коры

Выше были упомянуты следующие гипотезы образования мантийных эклогитов.

1. При кристаллизации на глубине расплавов, образовавшихся при значительном парциальном давлении воды.

2. В результате дифференциации или плавления с последующей кристаллизацией на глубине порядка 60—80 км.

3. При сегрегации кристаллов граната и пироксена (в этом случае только без кварца).

Четвертый принципиально новый вариант — гипотеза образования эклогитов за счет основных пород земной коры. Такая эклогитизация может быть связана с погружением океанической коры в зонах Заварицкого—Беньофа (Грин, Рингвуд, 1968б) или также с эклогитизацией при соответствующих условиях в нижней части континентальной коры (В. С. Соболев, 1964, 1975; Стишов, 1963).

Особенно важно, что при таком процессе будет происходить образование кварцевых эклогитов (рис. 4.7 и табл. 4.1), которые и могут служить источником кислых магм.

4.1.4. Образование андезит-дацитовых и толеитовых магм за счет кварцевых эклогитов

Одной из наиболее обсуждаемых в течение последних десятилетий проблем является генезис андезит-липаритовой серии пород островных дуг. Здесь также имеются признаки ассимиляции корового, богатого глиноземом осадочного материала. Такая ассимиляция хорошо объясняла широкое развитие гиперстена наряду с плагиоклазом повышенной основности вследствие вытеснения CaO из фемических ми-

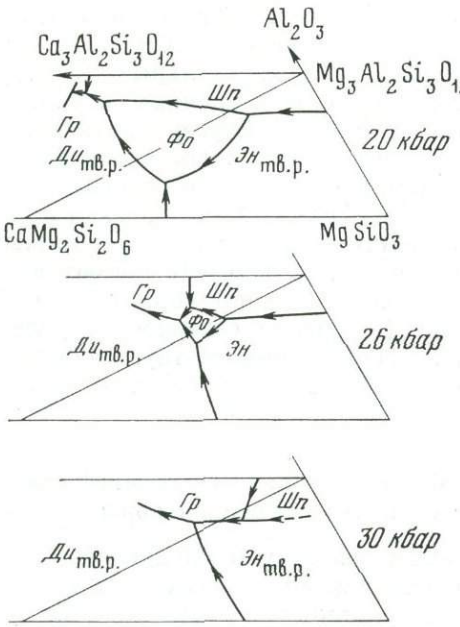


Рис. 4.7. Схематические диаграммы, иллюстрирующие расширение поля кристаллизации форстерита из эклогитового расплава с понижением давления (Kushiro, Yoder, 1974)

Принятые сокращения те же, что и на рис. 4.1

Таблица 4.1. Средние составы (вес. %) базальта срединных океанических хребтов (1) и алмазоносного эклогита (2) и их пересчеты по американской системе CIP (а) и на эклогитовый состав (б)

Компонент	1 (4)	2 (8) *	а			б	
			компонент	1	2	компонент	1
SiO_2	49,8	46,2	Ильменит	2,7	1,7	Ортоклаз	1,1
TiO_2	1,4	0,9					
Al_2O_3	16,1	18,2	Ортоклаз	1,1	—	Рутил	1,4
Fe_2O_3	2,3	—	Альбит	23,1	20,0	Жадеит	17,8
FeO	7,7	13,1	Анортит	30,9	38,9	Диопсид	23,0
MnO	0,2	0,2	Магнетит	3,2	—	Альмандин	23,0
MgO	8,1	9,0					
CaO	11,5	10,0	Диопсид	21,3	9,3	Пироп	13,0
Na_2O	2,7	2,4	Гиперстен	10,6	—	Гроссуляр	15,3
K_2O	0,2	0,03	Оливин	7,1	30,1	Кварц	5,7

* *Средний состав алмазоносного эклогита из кимберлитов получен по данным состава гранатов и пироксенов и их среднего соотношения (64,5 % граната, 35 % пироксена, 0,5 % рутила).*

Эклогитовая реакция

$$[CaAl_2Si_2O_8 + NaAlSi_3O_8] + 4MgSiO_3 = Mg_3Al_2Si_3O_{12} + [CaMgSi_2O_6 + NaAlSi_2O_6] + (4+n)SiO_2; \quad \text{при } n \leqslant 1.$$

нералов избыточным алюминием, а также ксенолитов, богатых глиноземом роговиков. Важным с геологической точки зрения возражением против такой трактовки являются данные о заложении некоторых андезитовых вулканов на океанической коре. Но самым существенным явилось замечательное открытие первого магматического очага на глубине порядка 50 км под Ключевским вулканом на Камчатке, сделанное Г. С. Горшковым (1968).

Существенно новым методом определения мантийного и корового материала в магматических породах являются геохимические методы (Барсуков, Дмитриев, 1972; Кравченко, 1974; Харт, 1973) и прежде всего определение начального отношения изотопов стронция ^{86}Sr—^{87}Sr. Для андезит-липаритовой серии эти исследования только начаты, но уже имеющийся материал позволил Г. С. Горшкову (Gorshkov, 1969; Горшков, 1974) и другим авторам определенно высказаться в пользу мантийного происхождения магматических пород без существенного участия корового материала. Так как участие воды при образовании этих магм в общем исключается, то единственно возможным вариантом остается выплавление средних и кислых магм за счет кварцевых эклогитов.

На рис. 4.8 дана схематическая диаграмма плавления данной системы, составленная по экспериментальным материалам разных авторов (Жариков и др., 1974; Грин, Рингвуд, 1968б; Хитаров и др., 1971; Ито, Кеннеди, 1972). Как и для схемы рис. 4.7, эта диаграмма осложняется растворимостью глинозема в пироксене. При высоких температурах область твердых растворов заходит даже за эвтектическую точку гранат—пироксена или близка к ней, так что соответствующие базальты сначала кристаллизуются в виде пироксенитов (Жариков и др., 1974). Однако при понижении температуры область твердых растворов в пироксене значительно сокращается, и гранат кристаллизуется либо прямо из расплава (Грин, Рингвуд, 1968б), либо за счет реакции пироксена с расплавом. В отличие от диаграммы оливин-эклогитового разреза эта диаграмма имеет две важные особенности: 1) большой сдвиг тройной эвтектической точки, весьма удаленной от эклогитового разреза, и 2) большой температурный интервал между двойной (эклогитовой) и тройной (эвтектической) точками, который достигает порядка 300° С (вместо 20° С для оливиновых эклогитов). Этот большой температурный интервал был впервые правильно подме-

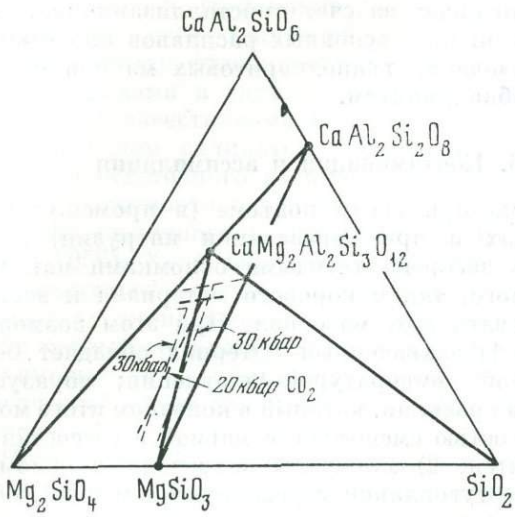


Рис. 4.8. Смещение границы парагенезисов с оливином при эклогитовой реакции при различных давлениях (Eggler, 1974)

чен Н. И. Хитаровым (Хитаров и др., 1971) который показал, что интервал плавления кварцевых толеитов и базальтов, бедных оливином, не сужается, как это ранее было определено рядом зарубежных авторов, а значительно расширяется при повышении давления. Плавление в данном разрезе начинается в тройной эвтектике, положение которой изменяется с изменением давления. Природная система отличается от схемы присутствием натрового и калиевого алюмосиликатов. После полного исчезновения кварца (или коэсита) дальнейшее плавление (с быстрым повышением температуры) пойдет по линии гранат—пироксен к эклогитовой эвтектике до исчезновения одного из указанных минералов. В последнем случае в зависимости от состава плавление будет продолжаться до соответствующей точки в поле граната или пироксена. В итоге будут образовываться толеитовые базальты, отвечающие трапповым комплексам типичных платформ, а соответственно в мантии будут оставаться «реститы», отвечающие типичным эклогитам. Однако в зависимости от температурного режима данной области возможно сохранение кварцевых эклогитов до алмазных глубин.

Все сказанное выше относится не только к магмам вулканических областей, но и интрузивных комплексов, особенно габбро-диоритового ряда. В меньшей степени это относится к гранитной магме, которая имеет преимущественно коровое происхождение.

4.1.5. Образование магмы в земной коре

Проблема образования магм в земной коре имеет главное значение для генезиса интрузивных гранитоидов. Выше уже указывались факты переплавления кислых пород в контакте с основными интрузиями. Несравненно больший масштаб имеет магмообразование в областях высокотемпературного метаморфизма и мигматизации. Уже более 50 лет идет дискуссия по данной проблеме, причем до сих пор существуют различные точки зрения, которые можно свести к следующим альтернативным гипотезам: 1) выплавление гранитного материала происходит за счет повышения температур с участием воды, образующейся за счет дегидратации породообразующих минералов (Шкодзинский, 1975); 2) выплавление происходит на фронте восходящих горячих растворов, богатых водой, без существенного привноса других компонентов; 3) восходящие растворы привносят породообразующие компоненты, прежде всего щелочи, что приводит к образованию гранитного расплава за счет богатых глиноземом силикатов; 4) восходящие растворы не только привносят, но и выносят породообразующие компоненты, что приводит к «метамагматической» дебазификации (Коржинский, 1972, 1973); образование гранитов возможно за счет пород существенно иного состава вплоть до гранитизации базальтовых пород; 5) граниты нередко (или даже преимущественно) образуются без участия плавления за счет метасоматического преобразования различных пород восходящими растворами.

Гипотеза гранитизации (без плавления), возникшая в 30-е годы и ставшая затем весьма распространенной, в последнее десятилетие довольно быстро теряет своих сторонников. Правда, сам термин имеет еще пока широкое распространение, но постепенно приобретает все более широкое геологическое значение пространственного замещения гранитом ранее существовавших пород с образованием расплава.

Рамки рациональной дискуссии в петрологическом аспекте сейчас все более и более ограничиваются: а) экспериментальными данными по плавлению упрощенных систем или реальных гранитов при участии воды и б) изучением гомогенизации расплавленных включений; для глубинных пород это значительно сложнее, чем для пород вулканических или субвулканических. В гранитах такие включения, конечно, полностью раскристаллизованы, и только недавно (Магматическая кристаллизация, 1975) освоены их диагностика и изуче-

ние. Как показал В. И. Чупин, гомогенизация этих включений в мигматитах амфиболитовой фации происходила при температуре 760—830, а гранулитовой фации при 820—900° С при давлениях соответственно порядка 5—7 кбар. Для гранулитовой фации пока отсутствуют данные для гиперстеновых и гранатовых гранитов (вероятно, наиболее высокотемпературных).

Полученные величины (см. рис. 4.3) гораздо ниже температуры сухого солидуса (порядка 1100° С) и тем более ликвидуса (около 1200° С), но и значительно выше солидуса системы $P_{H_2O} = P$ (640—670° С). Они отвечают приблизительно 6—7 и 4% H_2O в расплаве (Whitney, 1975), а для флюида H_2O—CO_2 (Рябчиков, 1975) соответствуют парциальному давлению H_2O во флюиде от 0,6 до 0,2 P. Важно отметить, что вода в небольшом количестве непосредственно видна в гетерогенном газовом пузырьке, а о высоком давлении CO_2 свидетельствуют вторичные или первично-вторичные включения солевых расплавов и жидкой углекислоты.

Приведенные оценки хорошо согласуются с моделью, предложенной при рассмотрении метаморфических процессов (Н. Л. Добрецов и др., 1970), и свидетельствуют: а) о магматической природе гранитоидов и б) об участии в их образовании сложного флюида, что противоречит моделям 5 и 1. В отношении выбора между моделями 2, 3 и 4 вопрос остается дискуссионным. Ранее Н. Л. Добрецов (Н. Л. Добрецов и др., 1970) склонялся ко второму варианту, считая, что перемещение щелочей и еще в большей степени других компонентов имеет здесь лишь локальное значение.

Температура магмы перемещенных гранитоидов, по данным Л. Ш. Базарова (Магматическая кристаллизация, 1975), еще выше и составляет 1020° С , что отвечает содержанию воды около 3%. Однако и такое количество вряд ли можно объяснить моделью 1. Скорее всего эта вода поступала из более глубоко расположенного застывшего очага основной магмы, с развитием которого связан и подъем геотерм и образование более поздних диабазовых и лампрофировых жил (В. С. Соболев, 1952).

Попытки оценки глубинности образования гранитных магм делались и на других критериях (Штейнберг и др., 1968), в частности, с использованием изменения эвтектических соотношений кварца и щелочных полевых шпатов с изменением давления. Рассматривается также вопрос о мантийном происхождении некоторых гранитоидов за счет кристаллизационной дифференциации основных расплавов или прямого образования гранодиоритовых магм в мантии, подобно дацитам.

4.1.6. Контаминация и ассимиляция

Магма при своем подъеме (в промежуточных очагах и при образовании интрузий) может быть засорена твердыми обломками как мантийного, так и корового материала и ассимилировать этот материал. При этом возможно, что: 1) захваченный материал обладает более низкой температурой плавления; образуется новый расплав, который в конечном итоге может полностью смещаться с магмой и ее состав изменится; 2) минералы захваченных обломков более тугоплавки и реагируют с магмой, образуя новые минералы с изменением состава остаточного расплава. В конце концов также может образоваться однородная гибридная порода, но возможны значительные усложнения в результате кристалллизационной дифференциации.

Для мантийного материала 1-го типа, по-видимому, происходит реакция между базальтоидными магмами и флогопитсодержащими породами, характерными для верхней части мантии (см. гл. 2). При этом расплав обогащается K_2O, одновременно понижается отношение FeO/MgO в отличие от обычного пути кристаллизационной дифференциации (В. С. Соболев, 1973). Именно таким образом, по-видимому, образуются лейцитовые и близкие к ним породы. По некоторым данным существенную роль может играть ассимиляция мантийного амфибола (Глубинные ксенолиты, 1975), что приводит к некоторому обогащению расплава Na_2O.

Нужно учесть, что повышение щелочности расплава, особенно K_2O, может быть отчасти связано с глубинными флюидами, участвующими в селективном плавлении при образовании магмы. Такое же взаимодействие с щелочными флюидами, выделяющимися из застывающих гранитных интрузий, может происходить и в коре, в результате чего вместо типичных базальтоидов образуются лампрофиры.

В земной коре по 1-му типу происходит взаимодействие основных и средних магм с гранитами. Результатом такого взаимодействия является образование пород среднего состава, а также вторичных гранитных магм, что можно часто наблюдать в контакте гранитов с основными интрузиями.

К процессу контаминации 2-го типа относится прежде всего взаимодействие мантийных магм (преимущественно основных и средних) с известняками и глинистыми породами. При реакции с известняками с образованием богатых кальцием силикатов происходит десилификация остаточного расплава, а также повышение щелочности в соответствии с правилом кислотно-щелочного взаимодействия (Коржинский, 1959). Хотя гипотеза Дэли (1936) не может считаться сейчас универсальной, с этим процессом по-прежнему в той или иной степени связывают происхождение щелочных, нефелиновых пород (в частности, объяснение геологической связи гранитоидов с нефелиновыми породами).

При поглощении глинистых пород, богатых Al_2O_3, прежде всего происходит реакция с образованием анортита. Это приводит к повышению основности плагиоклаза и к увеличению роли ромбического пироксена среди фемических минералов. С таким процессом до сих пор нередко связывают образование андезитовых пород, что подтверждается нахождением в них ксенолитов роговиков с минералами, богатыми Al_2O_3, а в редких случаях даже магматической кристаллизацией кордиерита и альмандинового граната. По 2-му типу также происходит взаимодействие гранитной магмы с более древними основными породами, что может привести к образованию диоритовых пород.

4.1.7. Кристаллизационная дифференциация

Схема кристаллизационной дифференциации хорошо известна благодаря трудам Боуэна (1934) и его последователей и основана на представлении об отсадке ранее выпавших кристаллов (вследствие действия силы тяжести при отжимании жидкости, при движении магмы и т. д.) и отделении остаточной жидкости. В основе этой широко известной (Заварицкий, В. С. Соболев, 1961) схемы лежит диаграмма плавления системы анортит—альбит—диопсид; остаточная жидкость характеризуется все более и более кислым плагиоклазом и одновременно уменьшением содержания диопсида. В более сложных системах, включающих природную магму, наряду с этим происходит ступенчатая реакционная смена фемических минералов (оливин-ортопироксен-клинопироксен-роговая обманка—биотит), накопление калиевого полевого шпата и свободного кремнезема. Это приводит к следующей смене пород: оливиновое габбро—норит—диорит—гранодиорит—гранит. За счет отсадки и накопления ранних кристаллов образуются либо гипербазиты, либо анортозиты.

От указанной схемы имеется ряд отклонений, которые вызвали серьезную критику. Здесь прежде всего не учтено изменение железистости фемических минералов, что для каждого из минералов отвечает непрерывному реакционному ряду (Fenner, 1931). Не учтено также существование значительных «сдвигов» левой части ряда по отношению к правой с образованием, например, диопсидовых и роговообманковых гранитов или амфиболовых габбро.

Д. С. Коржинским (Коржинский, 1946) было показано, что отмеченные сдвиги в гранитоидах связаны с изменением содержания щелочей, которым он приписывал особо «подвижное» поведение. При прибавлении щелочей происходит вытеснение CaO из плагиоклаза и образование гранитов, содержащих кальций, фемических минералов, роговой обманки и диопсида. При более высокой щелочности образуются силикаты, где вместо глинозема (вместе со щелочами) входит трехвалентное железо (эгирин, щелочные амфиболы) и другие слабые основания — агпаитовая серия пород. Было показано (В. С. Соболев, 1949), что повышение содержания H_2O может привести к образованию гиперстена (с калиевым полевым шпатом) вместо биотита и построены многопучковые диаграммы Коржинского для различного типа магматических пород.

В отношении роли железистости фемических минералов еще в 1937 г. в докладе на XVII сессии Международного геологического конгресса (В. С. Соболев, 1937) было показано, что «ряд Боуэна правилен лишь для серии пород складчатых зон (базальт—андезит—дацит—липарит), где существенную роль играют амфибол и биотит, FeO/MgO здесь повышается гораздо медленнее». Для магматических пород платформ (трапповая магма) «особенностью является образование оливина и пироксена до конечных этапов магматической кристаллизации... Фемические минералы образуют здесь не прерывный реакционный ряд Боуэна, а непрерывные серии твердых растворов, аналогичные ряду плагиоклазов. В остаточном расплаве быстро повышается отношение FeO/MgO. Эти соотношения иллюстрируются диаграммой четверной системы (Соболев, 1936), которая в упрощенном виде (В. С. Соболев, 1973) приведена на рис. 4.9.

В дальнейшем вопрос об особом типе дифференциации, при которой повышение FeO/MgO является основным фактором, был детально разобран при изучении Скаергардской интрузии (Wager, Deer, 1939) и обычно известен

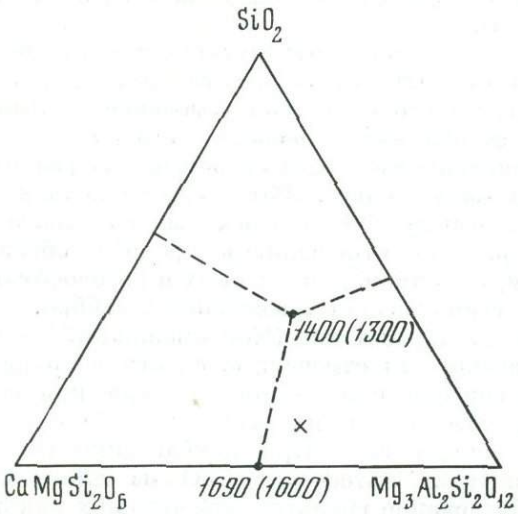
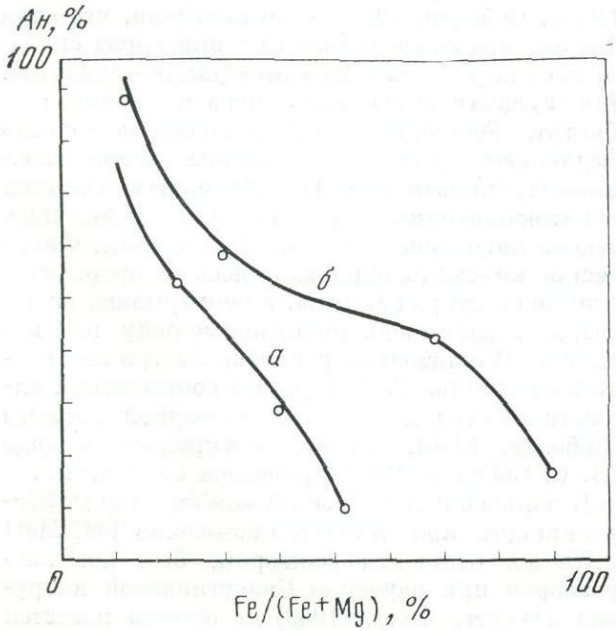


Рис. 4.9. Схематическая диаграмма плавления кварцевых эклогитов в присутствии $KAlSi_3O_8$. *Составил В. С. Соболев*

Цифры — температуры для пород: без скобок — для магнезиальных, в скобках — для железистых. На диаграмме помечено положение базальтов Атлантического хребта по Дмитриеву (1973)

Рис. 4.10. Соотношение железистости фемических минералов и составов плагиоклазов, по В. С. Соболеву (1936, 1937, 1973)

а — в серии известково-щелочных пород складчатых зон; *б* — в серии пород платформ



теперь в литературе под этим названием. Позже было показано (Osborn, 1959), что указанные различия связаны прежде всего с потенциалом кислорода. При высоком окислительном потенциале железо переходит в окисную форму, выделяясь в рудных минералах. Железистость фемических минералов возрастает очень медленно и минералы сменяются по схеме Боуэна. В восстановительной среде железо сохраняется в закисной форме. Доминирует непрерывная реакция в каждом из фемических минералов и даже оливин, близкий к фаялиту, сохраняется вплоть до гранитов. Еще в большей степени этот процесс проявлен в породах Луны (Vinogradov, 1972; В. С. Соболев, 1973), где к тому же отсутствие воды сделало невозможным появление амфибола и биотита даже в самых поздних стадиях (рис. 4.10).

Явления кристаллизационной дифференциации в небольших масштабах установлены в ряде типичных случаев. Особенно характерным является образование микропегматитового гранитного остатка при кристаллизации толеитов (В. С. Соболев, 1936). Однако количество образовавшихся таким образом кислых пород не должно превышать 5—10% от кристаллизовавшейся базальтовой магмы, что трудно согласовать с реальным соотношением пород земной коры.

В небольших телах основных пород можно непосредственно наблюдать всю картину прошедшего перемещения кристаллов (Полканов, 1928), а при изучении крупных интрузий при построении модели дифференциации всегда возникают неясности. Наиболее изученными, хотя и не до конца понятными в этом отношении, являются сложные расслоенные плутоны (Уэйджер, Браун, 1970) с участием основных пород и ультрабазитов, где последние возникают в процессе накопления ранних наиболее тяжелых фемических минералов. Однако как эти данные, так и упомянутые ранее типичные магматические ультрабазиты не дают нам еще окончательного понимания генезиса крупных интрузий ультраосновных пород. Для большинства гипербазитов, особенно альпинотипных, многие исследователи предлагают образование внутри мантии в качестве реститов после выплавления базальтовых магм с тектоническим перемещением по той или иной схеме. Эта проблема требует специального внимания петрологов.

За последние годы вновь возник большой интерес к проблеме анортозитов в связи с гипотезой анортозитового состава верхней части «континентальных областей» коры Луны

(Vinogradov, 1972; Богатиков, 1974). Лунные анортозиты характеризуются очень высокой основностью плагиоклазов и ближе всего на Земле отвечают некоторым породам из небольших расслоенных плутонов и своеобразных ксенолитов, выносимых лавами, вероятно, за счет более ранних «аккумулятивных» интрузий. Наиболее распространенные земные анортозиты являются лабрадоритами. О их происхождении имеются противоречивые точки зрения, но почти несомненно, что и они образуются в результате кристаллизационной дифференциации (Полканов, 1948; Грин, 1968).

В крупных плутонах агпаитовых щелочных пород нередко непосредственно можно видеть результаты процесса кристаллизационной дифференциации, за счет которого относят и образование всей серии подобных пород (Когарко, 1975). Применяя интересные геохимические критерии, в частности отношение стронция к кальцию и никеля к кобальту, Л. Н. Когарко приходит к выводу о двух типах агпаитовых комплексов. В одном случае они образовались за счет дифференциации обычных щелочных базальтов, в других — за счет мелилитовых базальтов. Как в первом, так и во втором случае первичные базальтовые магмы должны были претерпеть длительный процесс дифференциации с выходом щелочных пород не более 10—20%.

4.1.8. О «метасоматическом и метаморфическом» генезисе «магматических» пород

Выше мы говорили о развитии теории немагматической гранитизации. Вслед за этой теорией стали высказываться гипотезы о метасоматическом генезисе многих пород, считавшихся классическими интрузивными породами: анортозитов, нефелиновых сиенитов, некоторых ультрабазитов и др. Стали писать о процессах базификации, нефелинизации, оливинизации. Обсуждение немагматических процессов выходит за рамки нашего обсуждения, и мы ограничимся лишь следующими замечаниями.

1. Обычно в основе таких гипотез лежат определенные геологические соображения и отсутствует физико-химическая интерпретация процесса.

2. Во многих случаях имеются конкретные наблюдения, доказывающие, как и для гранитизации, возможность процесса в малых масштабах; например, образование пород типа щелочных сиенитов за счет гранитоидов или песчаников в контакте с нефелиновыми сиенитами, но при этом делаются экстраполяции, которые нельзя считать достаточно обоснованными.

3. Нередко забывают о существовании постепенных переходов от типичных вулканических пород к интрузивным породам, которым приписывается немагматический генезис.

4. Как и для гранитоидов, детальное изучение позволяет во многих случаях выявить раскристаллизованные расплавные включения и не только доказать магматическую природу, но и определить температуру кристаллизации расплава для нефелиновых сиенитов обычно выше 900—1100° С (Магматическая кристаллизация..., 1975).

4.1.9. О магматических карбонатитах

Если гранитам и другим изверженным породам классической петрографии многие стали приписывать метасоматическое происхождение, то, с другой стороны, возникла магматическая гипотеза для новой группы пород — карбонатитов. Одним из наиболее интересных открытий явилось установление карбонатитовой лавы, вытекающей из вулкана Ольдонго Ленгай в Восточной Африке (Даусон, 1969). Однако в этих лавах преобладает карбонат натрия, т. е. он резко отличается от типичных «интрузивных» карбонатитов с карбонатами кальция, магния и даже железа. Для этих карбонатов из таких пород нередко устанавливается достаточно высокая температура минералообразования, порядка 700° С (Костюк, 1974; Магматическая кристаллизация..., 1975). Однако в ряде случаев имеется много данных о метасоматическом происхождении этих пород (Кухаренко, и др., 1965) и проблема их генезиса еще ждет своего решения.

4.1.10. Ликвация и другие гипотезы дифференциации в жидкой магме

Рассматривая образование магматических пород, мы базировались на представлении о селективном плавлении и кристаллизационной дифференциации, что является сейчас основной линией современной петрологии. Однако продолжается и обсуждение возможности разделения жидких расплавов или так называемая ликвация, процесс, которому многие в конце XIX и начале XX столетия приписывали весьма большое значение. Не вдаваясь в историю этого интересного вопроса (Заварицкий,

В. С. Соболев, 1961), заметим, что для силикатных расплавов (как экспериментальные данные, так и изучение стекловатых пород) почти полностью исключена роль такого процесса. Единственно убедительный пример такого рода разделения относится к некоторым стекловатым включениям в лунных базальтах (Roedder e. a., 1970). В связи с низким окислительным потенциалом возникали своеобразные жидкости, весьма обогащенные железом и калием при невысоком содержании кремнезема, которые можно ожидать на Земле лишь в исключительных условиях.

Недавно путем прямого анализа расплавных включений было доказано (Когарко, 1975б), что в природе не происходило отделения и фосфатной жидкости от силикатного расплава. Апатит уникальных Хибинских месторождений кристаллизовался из силикатной жидкости, и сами месторождения образовались в результате кристаллизационной дифференциации.

Однако экспериментальные данные (Когарко, 1975а) и исследования включений (Магматическая кристаллизация..., 1975) показали возможность отделения от щелочного силикатного расплава водно-хлоридных расплавов, содержащих силикаты, из которых, по-видимому, образовались некоторые щелочные пегматиты (Sobolev e. a., 1970) и даже породы типа содалитовых сиенитов (Когарко, 1975). Имеются также интересные данные о несмесимости в системе альбит—анортит—карбонат натрия—вода (Koster von Gross, Wyllie, 1973; Koster von Gross, 1975) с образованием карбонатного расплава типа африканских лав. Наконец, до сих пор обсуждается вопрос о вероятности магматического происхождения некоторых сульфидных месторождений типа Седберри и Норильска. Возможность такого генезиса давно была доказана экспериментально, однако все больше она подвергается сомнению при изучении природных объектов.

Наряду с ликвацией неоднократно обсуждались возможности возникновения неоднородности в жидкой фазе с постепенными изменениями состава за счет температурного градиента, действия силы тяжести и т. д. Однако все эти модели базировались на петрографических примерах и рассуждениях самого общего типа. За последние десятилетия здесь не внесено ничего существенно нового, и данная проблема еще ждет своего решения. Особенно важны дальнейшие исследования по «сквозьмагматическим» растворам, которым придается сейчас такое большое значение в некоторых теоретических построениях.

1. Развитие новых методов исследования: а) изучение плавления систем силикатов в равновесии с водой и углекислотой; б) изучение расплавных включений в минералах; в) геохимические исследования распределения компонентов примесей и изотопов (особенно изотопов стронция) позволяют по-новому подойти к построению магматических моделей и сильно ограничивают возможные пределы разумной дискуссии. Однако многие проблемы не решены до конца и допустимо построение альтернативных моделей.

2. Основным фактором, определяющим разнообразие и происхождение магматических пород, является равновесие между расплавом и твердыми фазами, причем центр тяжести обсуждения перенесен с вопросов кристаллизационной дифференциации к проблеме селективного плавления при образовании магмы.

3. Установлено, что при плавлении оливинсодержащих пород мантии магмы, содержащие избыток SiO_2, получаются лишь в случае значительного парциального давления воды. Однако на земную поверхность могут изливаться лишь магмы, образовавшиеся в сухих условиях (максимум до 2% H_2O или $P_{H_2O} \leqslant \leqslant 0{,}1\ P$), что доказано и прямыми измерениями температур гомогенизации расплавленных включений.

4. В «сухих» условиях при давлениях выше 30 кбар «эклогитовый» разрез является термическим барьером. За счет гранатовых перидотитов могут выплавляться лишь пикритобазальтовые магмы, содержащие свыше 20—30% нормативного оливина. Альбитовый барьер для этих давлений отсутствует и возможен переход от толеитовых (с нормативным ортопироксеном) к щелочным (с нормативным нефелином) базальтоидам. Высокое давление CO_2, которое непосредственно установлено во включениях, благоприятствует образованию недосыщенных магм, т. е. действует в противоположную сторону, чем H_2O.

5. При давлениях менее 26 кбар, т. е. на глубинах порядка 80 км при плавлении или за счет отсадки оливина в промежуточных очагах, возможно образование обычных базальтоидных магм; их кристаллизация в мантии может привести к образованию эклогита и кварцевого эклогита.

6. Образование магм с нормативным кварцем за счет кристаллизационной дифференциации толеитовых базальтов может происходить лишь при давлениях ниже 5 кбар, т. е. на глубинах порядка 15—20 км. Образование трапповой магмы и серии пород кварцевый толе-

ит — андезит — дацит в мантии под континентами возможно лишь при селективном плавлении кварцевого эклогита, образованного либо в соответствии с пунктами 3 и 5, либо (как полагает и автор) за счет погружения на большие глубины и эклогитизации базальтовой коры.

7. Гранитная магма образуется в основном за счет плавления континентальной коры при участии H_2O, причем происходит осушение флюидов при образовании магм и отдаче H_2O при ее кристаллизации, т. е. снят вопрос о широком развитии немагматической гранитизации, но продолжается дискуссия о роли привноса и выноса компонентов при образовании магмы.

8. Доказана роль кристаллизационной дифференциации при образовании слоистых основных интрузий, анортозитов и щелочных комплексов, но остается много неясного в отношении масштабов и механизма этого процесса.

9. Установлено существование гипербазитовой магмы глубинного происхождения (меймечиты) и образование гипербазитов при кристаллизационной дифференциации; однако для большинства гипербазитов (особенно альпинотипных) многие исследователи предлагают образование внутри мантии как реститов после выплавления базальтовых магм с тектоническими перемещениями по той или иной схеме. Эта проблема требует специального внимания петрологов.

10. Построение более совершенных моделей образования магматических пород должно базироваться как на дальнейшем развитии методов исследования в петрологии, так и на новейших достижениях в области геофизики, общей геологии, а также планетологии.

Глава пятая

МЕТАМОРФИЗМ И ЕГО СВЯЗЬ С ДРУГИМИ ГЕОЛОГИЧЕСКИМИ ЯВЛЕНИЯМИ

В современном понимании термин «метаморфизм» подразумевает комплекс относительно высокотемпературных ($T > 300—350°$ С) природных процессов, преобразующих горные породы. *При этом породы не претерпевают существенного* (во всяком случае полного) плавления. К проявлениям метаморфизма относят как превращения одних минералов (и минеральных ассоциаций) в другие, так и изменения пространственного распределения вещества горных пород (перекристаллизацию в широком смысле этого слова).

Причиной метаморфизма всегда является изменение условий существования горных пород (в первую очередь, *PT*-условий). Для каждого участка метаморфической толщи степень и характер связанных с этим преобразований зависят от всей истории толщи, но разные моменты этой истории отражаются в конечном облике пород далеко не в одинаковой мере. Соответственно и воссоздание последовательности геологических событий по наблюдаемым сейчас признакам метаморфических толщ может быть осуществлено отнюдь не в полном объеме, а лишь фрагментарно.

В этом плане современные методы метаморфической петрологии дают ответ (с разной степенью детальности и надежности) на следующие вопросы:

1) вещественный состав толщ, их первичная («до метаморфическая») природа и возраст;

2) *PT*-параметры и картина пространственного распределения *PT*-параметров метаморфизма в момент достижения ими максимальных значений;

3) состав и динамика флюидов, участвующих в метаморфических процессах и активизирующих эти процессы;

4) характер деформаций метаморфических толщ и последовательность этапов таких деформаций;

5) возраст метаморфизма и последовательность этапов минералообразования, соотношения их с этапами деформации (полиметаморфизм);

6) пространственные соотношения метаморфических и магматических образований, их современная тектоническая позиция.

Существует также принципиальная возможность оценки длительностей пребывания толщ в высокотемпературных условиях и оценки скоростей их деформации. Но в этом направлении сделаны лишь первые шаги (Кепежинскас и др., 1974, 1976; Ержанов и др., 1975) и пока нет достаточно разработанных методик.

Фактические данные по перечисленным выше вопросам служат частью той основы, на которую опираются и которой контролируются как эмпирическая систематика метаморфических образований (с любой целевой установкой), так и все попытки воссоздания общей картины геологических событий (т. е. все генетические геологические модели). При этом, разумеется, материалы по метаморфизму учитываются наряду с результатами исследований по тектонике, магматизму, осадочным формациям и т. д.

Прослеживание эмпирических закономерностей связи метаморфизма с другими геологическими процессами предполагает предварительную типизацию метаморфических образований по их собственным характерным признакам и последующие поиски для выделенных таким образом типов метаморфизма закономерных особенностей сопутствующего им магматизма, тектоники, металлогении и т. п.

5.1. Виды проявлений метаморфизма и факторы, влияющие на степень преобразования пород

Все наблюдаемые изменения в горных породах можно классифицировать как результаты физических и физико-химических процессов, относящихся к одной из следующих пяти групп: а) фазовые переходы и гетерофазные реакции [1]; б) собирательная перекристаллизация и переотложение минерального вещества через флюиды (или расплавы); в) пластическая деформация кристаллов и течение флюидных фаз; г) механическое разрушение кристаллов и их агрегатов (хрупкое или упругопластичное); д) процессы внутри гомогенных фазовых обособлений (диффузия, радиоактивный распад, упорядочение—разупорядочение, возникновение, перемещение и исчезновение разнообразных внутрикристаллических дефектов и т. п.).

Рассмотрим факторы, лимитирующие эти процессы.

а. Фазовые превращения фиксируются по вариациям минерального состава метаморфических пород. Породы, эквивалентные по исходному валовому составу, могут сейчас состоять из разных наборов (ассоциаций) минералов, причем присутствие того или иного конкретного набора находится в зависимости от *PT*-условий, которые существовали для горной породы с момента ее образования. На основе таких наблюдений возник принцип метаморфических фаций Эсколя.

Любой фазовый переход (или гетерофазная реакция) осуществляется с конечной скоростью, которая определяется, с одной стороны, кинетикой превращения, а с другой — динамикой переноса вещества в зоны реакции. Динамические факторы не сказываются только при простых фазовых переходах в однокомпонентных системах. Однако все природные объекты многокомпонентны. Поэтому протекание метаморфических реакций всегда в той или иной мере зависит от пространственного распределения компонентов в породе и от механизма их переноса. Во многих изученных примерах форма локализации продуктов таких реакций отчетливо показывает, что их скорость при высокотемпературном региональном метаморфизме лимитируется главным образом диффузионным переносом наименее подвижных компонентов — Al_2O_3, SiO_2 и т. п. (Хлестов, Ушакова, 1965; Шульдинер, 1969; Карсаков и др., 1975). Это определенно говорит об очень слабой фронтальной инфильтрации поровых флюидов (и/или расплавов) на высокотемпературных ступенях (двупироксен-гнейсовая фация и переходная к ней часть амфиболитовой фации). В более низкотемпературных регионально-метаморфических образованиях распределение продуктов прогрессивных реакций гораздо менее закономерно, что допускает бóльшую роль инфильтрационных явлений на соответствующих ступенях превращений.

Конечная локализация новообразований во всех случаях контролируется соотношением между скоростью возникновения равновесных зародышей, скоростью их линейного роста и скоростью подтока реагентов к ним.

При метаморфических реакциях, идущих через флюиды, начальные зародыши распределяются по породе хаотически (поскольку до начала реакции флюид здесь везде однороден). В дальнейшем же «выживание» и рост зародыша зависят от подтока реагентов. Если инфильтрация флюида активна, то равновероятен рост новообразований в любой точке. Если же перенос ограничен, то растут лишь зародыши вблизи источников необходимых компонентов. Этот рост снижает концентрацию реагентов, равновесную с зародышем соответствующего размера, а значит, и вообще их концентрацию в зоне флюида, взаимодействующего с растущими кристаллами. В случае активной инфильтрации это приводит к падению флюидных концентраций реагентов везде по породе и к снижению вероятности возникновения новых зародышей. Другими словами, усиление инфильтрации способствует образованию порфиробластических структур. В том же направлении сказываются и относительно замедленное изменение *PT*-параметров (Добрецов и др., 1970, с. 148) и проявления локального метасоматоза.

Коэффициенты диффузии для растворов как минимум на 9—10 десятичных порядков выше, чем внутрикристаллические для силикатов. Соответственно примерно таковы же различия между скоростями диффузионного переноса компонентов через флюид и через твердые фазы. Экспериментальное изучение скоростей метаморфических реакций в сухих условиях и при участии свободной воды подтверждает такие соотношения (Файф и др., 1962; Brown e. a., 1962). При этом следует иметь в виду, что подобные различия дополнительно возрастают, если существенна роль флюидной инфильтрации.

[1] Эта главная (в петрологическом смысле) группа процессов сопровождается, как правило, всеми процессами, перечисленными ниже, но они могут проходить и независимо от фазовых переходов и реакций.

В любом случае при гетерофазных реакциях в спрессованных агрегатах интенсивность переноса, грубо говоря, обратно пропорциональна квадрату среднего размера частиц. Это приходится учитывать, используя экспериментальные данные в трактовке природных наблюдений. В очень тонкозернистых порошках (которые довольно часто фигурируют в эксперименте) перенос значительно облегчен, и на первый план выступают не динамические, а кинетические факторы — скорости химического взаимодействия, растворения — отложения, зародышевания и т. п. (Калинин, 1973), чему способствует также относительная кратковременность экспериментов. В реальных же условиях, по крайней мере при длительных процессах и особенно в породах средне- и высокотемпературных ступеней, где размеры зерен минералов составляют порядка 1 мм, в случае реакции со взаимодействием сразу нескольких минералов, скорость превращений и их масштабы, по-видимому, определяются главным образом переносом реагирующих компонентов. Убедительным свидетельством этого являются многочисленные примеры весьма тонкого чередования неравновесных между собой пород (например, амфиболиты и силлиманитовые сланцы), изменчивость состава минералов на небольших интервалах и т. п. Только для некоторых фазовых переходов с очень малыми абсолютными величинами $d(\Delta z)/dT$ (например, андалузит $\rightleftharpoons$ силлиманит) можно предполагать существенные задержки зародышевания в гидротермальных условиях. В то же время для «сухих» гетерофазных реакций подобные задержки гораздо значительнее.

В целом можно заключить, что для достаточно полного протекания фазовых превращений, наблюдаемых в природе и отражающих изменение PT-параметров, в интервале сравнительно невысоких температур (< 800—$900°$ С), присутствие флюида является совершенно необходимым, даже если учесть длительность геологических событий. При наименьших температурах ($\leqslant 350$—$400°$ С), по-видимому, дополнительным условием являются повышенные концентрации компонентов C_i во флюиде, а также активная инфильтрация флюида, компенсирующая снижение скоростей диффузионного переноса.

б. Собирательная перекристаллизация. Все сказанное выше в еще большей степени относится и к очень часто фиксируемым при метаморфизме фактам «чистой» собирательной перекристаллизации, итогом которой является простое увеличение крупности зерен (например, в мономинеральных кварцитах или мраморах). Этот процесс целиком лимитируется переносом минерального вещества.

в. Пластическая деформация кристаллических горных пород является суммой остаточных деформаций всех слагающих ее минеральных зерен. Изменение их формы идет как за счет переотложения вещества с одних зерен на другие, так и за счет ползучести монокристаллов. Все остаточные деформации пород связаны с негидростатическими нагрузками (в основном тектонического происхождения), но даже при одинаковых по величине нагрузках скорость деформации может сильно колебаться в зависимости от температуры и степени насыщенности флюидом.

Та часть деформации, что обусловлена переотложением вещества, лимитируется его переносом, и присутствие флюида в этом отношении сказывается абсолютно так же, как и в гетерофазных реакциях. Повышение температуры способствует быстрому переотложению, увеличивая растворимость и коэффициенты диффузии минерального вещества.

Однако вид и масштабы деформаций довольно часто таковы, что переотложением можно объяснить лишь незначительную часть изменений. Основным механизмом деформации при этом является ползучесть монокристаллов, обусловленная динамикой их внутренних дефектов.

Но при «метаморфических» температурах скорость возобновления дефектов внутри силикатных монокристаллов все же очень низка и способна обусловить лишь весьма медленную деформацию (Kirby, Raleigh, 1973). Гораздо большую скорость может иметь этот процесс, если монокристалл контактирует с флюидом (или расплавом). Непрерывный обмен «твердое $\rightleftharpoons$ $\rightleftharpoons$ флюид» постоянно поддерживает на соответствующей поверхности кристалла равновесную концентрацию дефектов, и эта поверхность служит источником для одних из них (их поток направлен внутрь кристалла) и стоком для других (с потоком изнутри — к границе). Повышение температуры и растворимости интенсифицирует поверхностный обмен и тем способствует ускорению деформаций. Экспериментальные данные показывают, что при высоких PT-параметрах для силикатных монокристаллов, контактирующих с водными растворами, темпы ползучести возрастают на много десятичных порядков по сравнению с порядками для «сухих» условий (Griggs, 1967; Blasic, 1972; и др.). Красноречивым свидетельством того, что реальные деформации метаморфических пород в основном идут именно за счет ползучести, ускоренной влиянием флюида, является то, что

эмпирический «ряд пластичности» пород радикально отличается от экспериментально полученного «ряда» в сухих условиях (Сорвачев, 1974).

Именно этим эффектом приходится объяснять реально наблюдающиеся масштабы «усадки» осадочных пород (с постепенным уменьшением их плотности), поскольку «сухая» ползучесть не обеспечила бы соответствующих скоростей (Хлестов, 1975). То же самое, по-видимому, относится и к интенсивным тектоническим деформациям в метаморфических толщах. При этом существенное влияние должно иметь не только присутствие флюида как такового, но и степень насыщенности пород им, характер распределения флюида среди минералов и т. п. Увеличение суммарной площади контактов «силикат—флюид», несомненно, облегчает деформацию.

Аналогична и роль рассеянного расплава, даже в малых количествах.

г. Разрушение кристаллов. Упругопластичное разрушение кристаллов (и их агрегатов) по существу является разновидностью остаточных пластических деформаций и имеет те же механизмы разрушения (Партон, Морозов, 1974). Поэтому все сказанное выше в отношении ползучести в равной мере относится и к данному виду разрушения. Можно только добавить, что ослабляющая роль флюидов-растворителей («поверхностно-активных жидкостей») в этом случае давно подмечена и имеет технические приложения (Лихтман и др., 1954).

Пластические деформации (без разрушения) в общем случае снижают девиаторную (негидростатическую) часть тензора напряжений. Поэтому повышение пластичности толщ на прогрессивной стадии уменьшает вероятность появления в них хрупких разрывов. Наблюдаемые при метаморфизме массовые факты разрушения (будинаж, катаклаз, частично милонитизация и т. п.) надо, по-видимому, классифицировать преимущественно как упругопластичные. В то же время многие сейсмические процессы, несомненно, являются следствием образования хрупких разрывов или сколов, очевидно возможных даже на очень больших глубинах.

д. Практически все «внутрифазовые» изменения (упорядочение—разупорядочение и т. п., кроме радиоактивности) относятся также к числу термически активируемых процессов. Поэтому их скорость существенно возрастает при повышении температур метаморфизма. Несмотря на то что этим явлениям до сих пор уделялось мало внимания, в будущем их, вероятно, тоже можно будет использовать для типизации метаморфических образований (Кепежинскас и др., 1974, 1976).

Процессы внутрикристаллической диффузии в высокотемпературных условиях способны существенно менять первоначальную форму распределения компонентов, снижая имеющиеся градиенты. При средних и низких температурах сохраняются гораздо большие неоднородности. Для различных компонентов и в разных минералах эти эффекты количественно неодинаковы, и соответствующие вариации достигают многих порядков. Во всяком случае даже для наиболее плотных ортосиликатов (гранаты) диффузия двухвалентных катионов (Mn, Ca, Fe, Mg) проявляет себя вполне отчетливо (Кепежинскас и др., 1974; Bethune e. a., 1975). Несомненно, что в менее плотных структурах (каркасных, слоистых и пр.) эти процессы осуществляются легче. То же справедливо и в отношении щелочей по сравнению с двухвалентными катионами, а тем более с многовалентными — Si, Ti, Al.

На регрессивных этапах снижение температуры обусловливает изменение коэффициентов распределения изоморфных компонентов между минералами. Ионный обмен такого типа не связан с зародышеванием новых фаз и поэтому может осуществляться между контактирующими кристаллами все время, пока распределение компонентов отлично от равновесного при соответствующих в данный момент P и T. Темпы обмена лимитируются в основном диффузией в том из кристаллов, для которого коэффициент диффузии минимален. Если зерно такого минерала, имеющее сферическую форму, погружено в достаточно большую массу другого участника ионного обмена, то период «полупотери» избытка компонента, для которого в данный момент возникает пересыщение, составляет для «погруженного» зерна порядка

$$t_{0,5} = 2 \cdot 10^{-2} \frac{L^2}{D},$$

где L — диаметр зерна (в см): D — коэффициент диффузии (в см^2/с). Это легко получить из имеющихся решений диффузионных задач (Зайт, 1958, с. 31—32). Реальная обстановка, как правило, менее благоприятна (ограниченность площади контактов, частичная разобщенность и т. п.). Поэтому и реальные периоды «полупотери» на 1—3 порядка больше. Но тем не менее, учитывая действительный размер зерен (~0,1 см), можно заключить, например, что при длительности охлаждения в течение порядка 100 млн. лет (~$3 \cdot 10^{15}$ с) регрессивный обмен должен существенно сказаться на рас-

пределении компонентов при условии, что коэффициент диффузии $D \geqslant 10^{-17}$ см^2/с для значительной части соответствующего температурного интервала. Имеющиеся экспериментальные данные показывают, например, что для щелочей в полевых шпатах вплоть до температур 500° С и менее коэффициент диффузии D гораздо выше указанной цифры (Файф и др., 1962). Поэтому очевидно, что при трактовке показаний бартовского «термометра» приходится учитывать искажения, вызванные регрессивным обменом.

Резюмируя все изложенное, подчеркнем общее практически для каждого из проявлений метаморфизма, а именно — большое значение флюидного режима. Скорость и конечные масштабы соответствующих изменений (кроме отдельных случаев регрессивного ионного обмена) в значительной степени зависят от степени и характера насыщения пород флюидом.

5.2. Проблема метаморфических фаций и минералогическая термобарометрия

Принцип метаморфических фаций в современной его форме берет начало от работ Эскола (Eskola, 1920 и др., Н. Л. Добрецов и др., 1970) и является по существу чисто эмпирическим обобщением геологических наблюдений. Сам автор принципа был достаточно сдержан при толковании причин фациальных различий (Eskola, 1939, p. 339).

В простейших современных трактовках фациальная диагностика отражает «PT-условия образования пород» или «PT-условия метаморфизма». Оба варианта отнюдь не безупречны. Образование породы в ее сегодняшнем виде — результат всей ее истории, начиная с момента отложения осадков (или магматических масс) и кончая нынешней эпохой. При этом изменения (метаморфизм в широком смысле этого слова) в разных масштабах шли все время, и нет возможности говорить о каких-либо фиксированных «PT-условиях метаморфизма».

Гораздо ближе к истине представления, что наблюдаемые минеральные ассоциации, служащие основой для определения фаций, близки к равновесиям в те периоды, когда температура достигала максимума (Добрецов и др., 1970). Но и здесь приходится вводить ряд оговорок, особенно в отношении тех толщ, в которых существенно проявился анатексис и где зафиксировано минералообразование главным образом в моменты полной кристаллизации выплавок на начальном регрессивном этапе (Соболев и др., 1970; Хлестов, 1970; Н. Л. Добрецов и др., 1972, с. 40—42).

Вероятно, точнее будет сказать, что наблюдаемые парагенезисы минералов в каждом участке метаморфической породы характеризуют PT-условия в последние эпохи существования здесь более или менее равномерной связной пористости, заполненной флюидом (и/или расплавом на высокотемпературных ступенях). Как уже подчеркивалось выше, пористость является необходимым условием протекания гетерофазных реакций (при «метаморфических» PT-параметрах). В отсутствие анатексиса разобщение системы пор происходит практически сразу же по окончании прогрессивной стадии метаморфизма, при переходе к этапу охлаждения (Хлестов, 1975; Хлестов, Лепезин, 1976). При заметных анатектических явлениях такое разобщение наступает позже, лишь некоторое время спустя после окончания кристаллизации расплавов (после «стравливания» выделившегося при этом флюида). В то же время локальные проявления интенсивного диафтореза ограничены зонами, где позднейшие деформации «подновляли» систему сообщающихся пор.

Современные количественные оценки PT-параметров, отвечающих указанным эпохам «максимального» метаморфизма в конкретных примерах, осуществляются несколькими путями:

а) по реперным минеральным равновесиям, изученным экспериментально;

б) по распределению изоморфных компонентов между сосуществующими минералами;

в) на основе изучения включений «законсервированных» минералообразующих сред (флюиды, расплавы);

г) на основе термодинамических расчетов для наблюдаемых равновесий.

Первый метод имеет наибольшую историю, и сейчас важнейшие равновесия минералов достаточно точно привязаны в PT-координатах. Поэтому для ряда петрогенетических решеток, построенных ранее в безмасштабном виде (по данным наблюдений и теоретических соображений), получена количественная PT-характеристика основных элементов.

Все существующие схемы метаморфических фаций являются разновидностями таких решеток с той особенностью, что для них границы «ячеек» соответствуют наиболее широко распространенным и легко наблюдаемым минеральным превращениям. Этим определяется степень их практической пригодности для геологиче-

ского картирования. Хотя варианты, предлагаемые разными авторами, различаются в деталях, важнейшие элементы всех современных фациальных схем легко сопоставимы, и их унификация — вопрос в основном организационный, если не считать разногласий в оценке флюидного режима (особенно для низкотемпературных условий).

Недостаточное использование результатов экспериментов при характеристике реальных *PT*-параметров обусловлено тем, что некоторые данные неопределенны: состав флюидов при метаморфизме (особенно для равновесий с водосодержащими минералами или карбонатами), степень негидростатичности природных систем и влияние «малых» компонентов. Поэтому имеются заметные разночтения в оценках, соответствующих аналогичным фациальным границам.

Однако сопоставления параллельных наблюдений сразу по нескольким минеральным равновесиям, по-разному зависящим от осложняющих факторов, значительно снижают неопределенность. В отношении составов флюида такая работа была проделана нами еще в 1966 г. (В. С. Соболев и др., 1966) и показала, в частности, закономерное снижение доли воды с повышением температур. Ревизия этих результатов на основе новейших термодинамических и минералогических данных полностью подтвердила все основные выводы (Н. Л. Добрецов, 1974; Хлестов, 1975). Дополнительным контролем также послужило изучение флюидных и расплавных включений в минералах. Для анатектитов амфиболитовой и двупироксен-гнейсовой фации получены температуры (Чупин, 1975), вполне совпадающие с нашими оценками, причем замеры делались по гомогенизации расплавленных включений, т. е. по методике, имеющей максимальную надежность. Трактовка данных по флюидным включениям встречает больше трудностей (Хлестов, 1975), но и в этом случае ряд важных результатов абсолютно бесспорен. Это касается в первую очередь прямых доказательств высоких флюидных давлений при матаморфизме (Долгов и др., 1970).

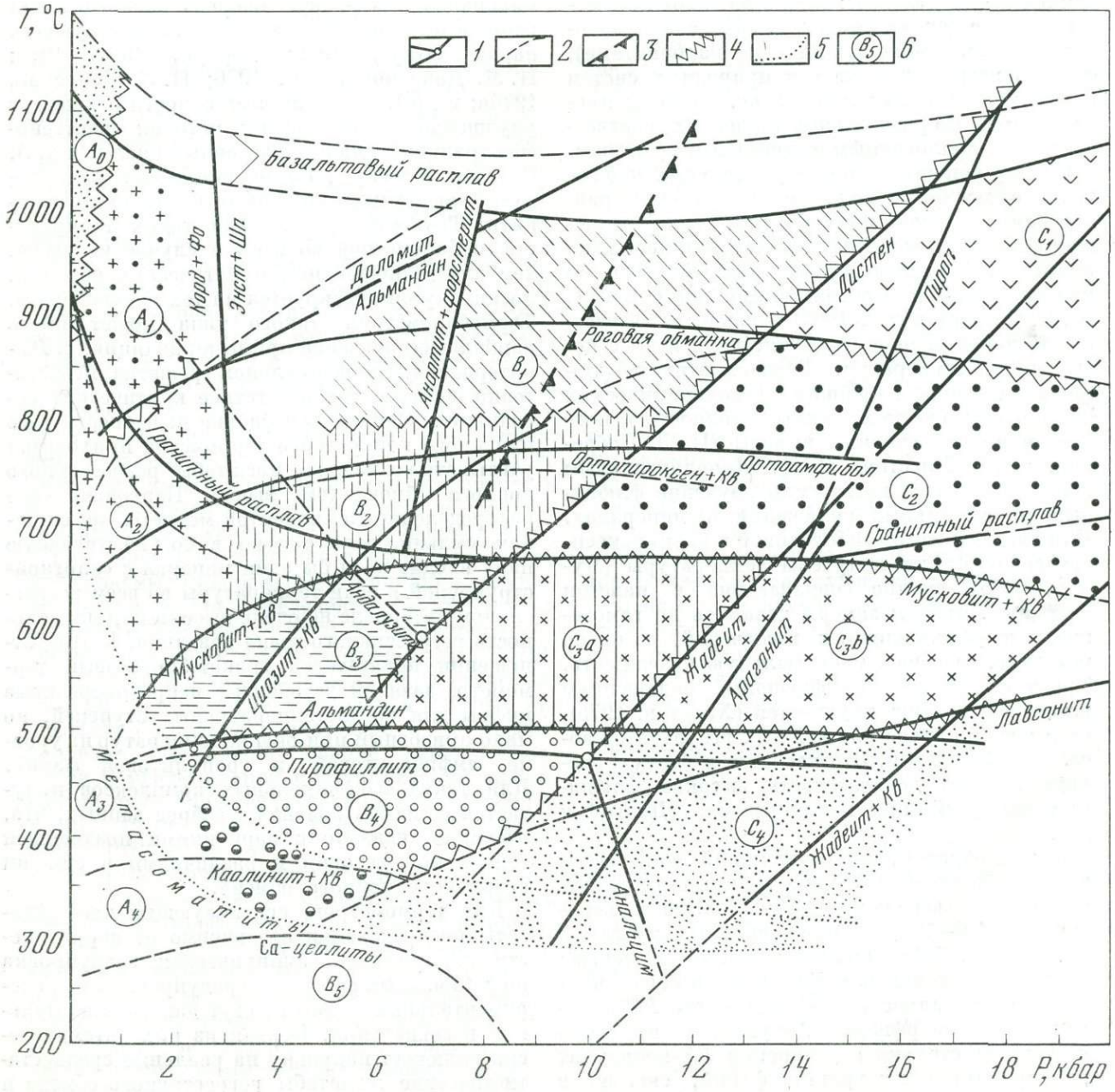
Таким образом, на сегодняшний день реальное положение фациальных границ определяется с точностью не менее $\pm 30—50°$ С по температуре и $\pm 1{,}5—2$ кбар по давлению (схему фаций см. на рис. 5.1). Оценки с такими допусками вполне достаточны для реставрации общей картины регионального распределения *PT*-параметров метаморфизма. Актуальная проблема состоит не столько в уточнении *PT*-координат для традиционных границ фаций, сколько в дальнейшей детализации соответствующей петрогенетической решетки, особенно с целью более дробных и в то же время достаточно надежных и простых классификаций по давлению. В этом направлении за последние годы имеется прогресс, хотя конкретные варианты детализаций во многом еще дискуссионны (Н. Л. Добрецов, 1974а; Глебовицкий, 1973; Кепежинскас, 1974; Кориковский, 1969; и др.).

В последние годы широко развивается термобарометрия, основанная на изучении химизма минералов и в первую очередь распределения изоморфных компонентов в сосуществующих парах (Барт, 1962; Перчук, 1970, 1973; Н. Л. Добрецов и др., 1970; Н. Л. Добрецов, 1974а; и др.). Большие возможности открывает улучшение аналитических методик (рентгеноспектральный анализ, изотопный анализ и др.). Соответствующие данные дополняют фациальную диагностику, но отнюдь не могут ее заменить. Точность градуировки таких термометров и барометров во всяком случае не выше, чем для привязок петрогенетических решеток, поскольку она базируется на тех же «реперах». Термобарометрия такого типа может иметь наибольшее значение при интерполяциях в *PT*-интервалах, где фациальная решетка недостаточно густа, или в отсутствие критических ассоциаций. Однако при оценке надежности того или иного конкретного термометра приходится учитывать возможные масштабы регрессивного ионного обмена (см. выше). Первоначальное распределение компонентов меняется не слишком сильно, если только в сосуществующую пару входит хотя бы один минерал с «плотной» структурой и если температуры во всем регрессивном интервале не очень высоки или длительность регрессивного этапа невелика. В этом отношении показателен гранат-биотитовый термометр, дающий устойчивые непротиворечивые цифры для среднетемпературных ступеней, но мало пригодный при оценке температур на уровне амфиболитовой и гранулитовой фаций. Для таких изофациальных комплексов получается слишком большой разброс данных, что, очевидно, связано с вариациями позднейшей термальной истории и различиями в степени вторичного ионного обмена.

Для термометров, использующих коэффициенты распределения независимо от вариантности парагенезиса, эмпирическая градуировка по фациальным реперам и градуировка по экспериментальным данным могут давать значительные несовпадения. Первая из них автоматически включает поправку на реальные среднестатистические масштабы регрессивного обмена и

Рис. 5.1. Схема фаций метаморфизма, по Н. Л. Добрецову (1970)

1 — линии, ограничивающие реальные *PT*-поля устойчивости важнейших минералов и их ассоциаций; *2* — линии, ограничивающие участки с недостаточно точной экспериментальной привязкой (в том числе для расплавов отмечены возможные пределы отклонений в зависимости от состава и насыщенности водой); *3* — начало массовой эклогитизации; *4* — границы фаций и субфаций; *5* — вероятные границы поля «сплошного» метаморфизма (нижняя соответствует интенсивной инфильтрации); *6* — фации: А — низких давлений (A_0 — спуррит-мервинитовая, A_1 — пироксен-роговиковая, A_2 — амфибол-роговиковая, A_3 — мусковит-роговиковая, A_4 — гидротермальная, связанная с контактовым метаморфизмом); В — умеренных давлений (B_1 — двупироксен-гнейсовая или гранулитовая, B_2 — силлиманит-биотит-гнейсовая или амфиболитовая, B_3 — ставролит-мусковит-сланцевая или эпидот-амфиболитовая, B_4 — зеленосланцевая, B_5 — пренит-пумпеллиитовая); С — высоких давлений (C_1 — эклогитовая, C_2 — дистен-гнейсовая, C_3 — дистен-сланцевая, C_4 — жадеит-лавсонит-глаукофановая). Фацию C_3 фактически необходимо делить на две — C_3 *а* (дистен-сланцевую) и C_3 *в* (гранат-глаукофановую). Характеристику набора критических и запрещенных минеральных ассоциаций для выделенных *PT*-полей (Н. Л. Добрецов и др., 1970)



является более предпочтительной для определения *PT*-параметров «максимума» метаморфизма. Экспериментальная градуировка неизбежно ведет к занижению оценок температур в той или иной степени: ярким примером является полевошпатовый термометр Барта. Утверждения, что получающиеся при этом цифры якобы фиксируют «последнее равновесие»,— явное недоразумение. Для контактирующих зерен ионный обмен ни в один из моментов не прекращается, а темпы его меняются только в зависимости от изменения температуры.

В изотопно-кислородной термометрии сталкиваемся с теми же проблемами. Коэффициенты диффузии кислорода соизмеримы с коэффициентами для двухвалентных катионов, так что соответствующие вторичные искажения примерно те же по порядку величин (Н. Л. Добрецов, 1974а, с. 296—297).

Можно надеяться, что вариации коэффициентов распределения для изофациальных комплексов со временем удастся использовать как информацию о термальной истории в «постметаморфические» эпохи, дополняющую знания общей картины геологических процессов.

Минералогические термометры и барометры, использующие данные по химизму фаз в моновариантных и дивариантных ассоциациях, имеют преимущество по сравнению с термометрами предыдущего типа в том, что их показания гораздо меньше искажаются вторичным ионным обменом и лучше коррелируются с фациальной диагностикой по набору минеральных парагенезисов.

Именно такие ассоциации с малой вариантностью явились основой ряда наиболее удачных детализаций для фациальных схем по давлению, например, субфации глубинности для гранулитов (Маракушев, 1965) или некоторые субфации среднетемпературных метапелитов (Кепежинскас, 1974). Имеются большие перспективы дальнейшей разработки этих термометров и барометров (Н. Л. Добрецов и др., 1972, 1974).

5.3. Масштабы миграции вещества при региональном метаморфизме

Прогрессивный метаморфизм неизбежно сопровождается перемещением вещества как за счет местного перераспределения в ходе гетерофазных реакций, так и в связи с восходящим движением флюида, постепенно отгонявшегося из толщ. Дискуссионен не сам факт миграции, а масштабы миграции и в первую очередь в отношении региональных проявлений этого процесса. Локальные изменения вещественного состава в характерных случаях метасоматоза на границах резко неравновесных пород фиксируются сравнительно легко и трактуются практически однозначно. Проблема же состоит, во-первых, в том, насколько меняется при метаморфизме валовой состав толщ, соизмеримых по объему с отдельными зонами метаморфизма (независимо от местного перераспределения вещества внутри этих толщ), и, во-вторых, существуют ли мощные потоки флюидов из мантии, перерабатывающих кору в ходе метаморфизма?

Эмпирический подход к ее решению встречает ряд принципиальных трудностей (Кепежинскас, 1973), главная из которых — невозможность точно охарактеризовать исходный («дометаморфический») химизм пород. Вариабельность состава реальных осадков и магматитов, а также латеральная изменчивость стратиграфически единых горизонтов всегда остаются несколько неопределенными. Не удивительно поэтому, что существуют резко различные точки зрения — от крайних допущений региональной гранитизации любых пород до концепции изохимического метаморфизма. Статистические сравнения массовых данных по химизму отдельных групп пород разных ступеней метаморфизма позволяют частично обойти названные трудности. Для метабазитов известны сопоставления Н. Л. Добрецова (1974а, 1975б), А. Ф. Белоусова с соавторами (Белоусов и др., 1974, 1976), для метапелитов — К. Б. Кепежинскаса (1973). К. Б. Кепежинскас установил, что при метаморфизме низких и средних степеней метапелитовые толщи остаются примерно «изохимическими» в отношении главных породообразующих компонентов. В аналогичных толщах достаточно надежно фиксируется существенная миграция малых элементов — Au, U, Th, Cu и пр. (см., например, Мельгунов, 1970; Н. Л. Добрецов, 1975б).

Для породообразующих компонентов заметные изменения содержаний в региональном плане очевидно возможны только, если общее количество восходящего мантийного флюида как минимум на 1—2 порядка выше, чем корового. Даже при длительностях метаморфизма в несколько десятков миллионов лет это требует мощности мантийного флюидного потока более 10^4 г/см^2 за миллион лет. Такие цифры выглядят неправдоподобными (Н. Л. Добрецов и

др., 1974 а-в; Хлестов, 1975). Кроме того, как уже указывалось в связи с механизмом метаморфических реакций, имеются минералогические данные о снижении интенсивности флюидной инфильтрации к наиболее глубинным коровым уровням (к гранулитам). Ряд фактов говорит за отсутствие здесь свободного флюида вообще (Шкодзинский, 1975). Пестрое чередование неравновесных между собой пород, известное на всех ступенях метаморфизма, также противоречит существованию мощных мантийных потоков, создающих общий региональный геохимический фон. Метаморфические «формации» А. А. Маракушева (Маракушев, 1969; Маракушев и др., 1971), различающиеся средними K : Na отношениями, скорее отражают закономерности вариаций средней литологии исходных толщ в зависимости от тектонической позиции, а не специфику характера таких мантийных потоков в период метаморфизма.

По-видимому, в отношении породообразующих компонентов региональный метаморфизм доанатектических ступеней всегда можно считать изохимическим, если речь идет о километровых объемах толщ. С началом анатексиса интеграции и последующие перемещения расплава способны приводить к более заметным изменениям состава даже в таких объемах. Существенная локальная «неизохимичность» может проявляться и в связи с внедрением расплавов, если от них при кристаллизации отделяется достаточно большое количество флюида. В этом случае grad C_i гораздо выше регионального и поток флюида должен приводить к ощутимым изменениям химизма. В зонах же дробления с интенсивной фильтрацией подобные локальные изменения связаны не с высоким grad C_i, а с большим расходом флюида.

5.4. Метаморфизм и магматизм

Полные эмпирические обобщения в этом плане пока отсутствуют. Эта задача нелегка, в первую очередь, из-за разнородности и множественности форм проявления как магматизма, так и метаморфизма. Ее решение прямо связано с проблемой рациональной типизации метаморфических объектов.

Некоторое представление о корреляциях между метаморфизмом и магматизмом могут дать приводимые нами ниже табл. 5.2 и обзор метаморфических поясов и провинций, которые не могут претендовать на полноту освещения вопроса. Рассмотрим причинно-следственные отношения, точнее несколько моментов проблемы, которые выделяются достаточно отчетливо.

а. При типичном контактовом метаморфизме указанная корреляция и причинно-следственные отношения вполне очевидны. Вид контактового ореола целиком определяется характеристиками «рамы» (литология, исходные T и P, проницаемость) и внедренного тела (размер, температура расплава и его водонасыщенность). Это хорошо прослеживается на эмпирическом материале (Ревердатто, 1970).

б. Зафиксированные в коре основные, ультраосновные интрузии, как правило, существенно не сказываются на общем региональном температурном поле. Их корреляция с определенными типами метаморфизма (например, в офиолитовых поясах) является опосредствованной, обусловленной единством тектонической позиции. Исключение составляют некоторые базитовые тела в двупироксеновой фации, а также габброиды — предшественники гранитоидов, связь между которыми во многих случаях причинно-следственная (Г. Л. Добрецов, Н. Л. Добрецов, 1974).

в. На докембрийских щитах в «монофациальных» комплексах двупироксен-гнейсовой и амфиболитовой фаций появление мигматитов и анатектических гранитов выглядит вполне естественным как продолжение общей прогрессивной температурной эволюции. Их преимущественная связь с амфиболитовой фацией объясняется тем, что парагенезисы гранулитов не сохраняются на регрессивной стадии в толщах, сильно насыщенных выплавками (Н. В. Соболев и др., 1970; Хлестов, 1970). Анатексис и мигматизация, а также многие процессы частичного плавления в мантии являются по существу частью общего процесса метаморфизма, т. е. гетерофазовыми реакциями, однотипными с другими фазовыми превращениями при метаморфизме до тех пор, пока не начинается обособление, перемещение и кристаллизация расплава в иных условиях.

г. В складчатых поясах граниты также приурочены в основном к высокотемпературным зонам, но трактовка этой закономерности далеко не однозначна (В. С. Соболев и др., 1967; Н. Л. Добрецов и др., 1972). Есть как проявления очевидно анатектических гранитов, так и случаи несомненно внедренных тел, имеющих достаточно узкий термальный ореол. Большей

частью их генезис проблематичен. Это прежде всего так называемые автохтонные батолиты, эндоконтактовые зоны которых имеют все признаки образования за счет вмещающих пород, тогда как в экзаконтакте фиксируется довольно значительный термический градиент. Наиболее вероятным представляется их «комбинированное» формирование: внедрение большой массы более глубинного расплава (высокотемпературного, но не слишком бедного водой, в частности, «мобилизованного» анатектического), отделение части растворенной воды за счет сброса давления, затем прогрев, частичный матасоматоз и существенное подплавление «рамы».

д. Отсутствие гранитов в «монофациальных» низкотемпературных комплексах можно объяснить тем, что эти комплексы формируются при «метаморфизме погружения», тогда как гранитоидный магматизм параллелизуется с эпохами поднятий (Кузнецов, Яншин, 1969). Другой возможный вариант рассмотрим в разделе о моделях.

е. Тяготение глаукофан-сланцевого метаморфизма к вулканитам характерного состава, близкого к составу океанических базальтов, либо обусловлено литологическим контролем, либо связано опосредствованно через специфику тектонической позиции. В первом случае высокие давления можно объяснить «буферно-автоклавным» эффектом при метаморфизме богатых водой спилитов, во-втором — тектоническими причинами (Н. Л. Добрецов, 1974а, в).

ж. Синхронность (или во всяком случае сближенность по времени) многих главных проявлений магматизма и метаморфизма хорошо известна и одинаково легко объяснима, если термальные «пики» корового метаморфизма прямо связывать с подъемом глубинных расплавных масс в мантии, а также и если предположить другие причины немонотонности термальной эволюции. При этом все равно прогрессивные стадии метаморфизма параллелизуются с эпохами наиболее интенсивного магмообразования, хотя степень внедрения образующихся магм может быть различной.

5.5. Метаморфизм и тектоника

В этом процессе целесообразно сначала выделить и охарактеризовать обобщенно три момента:

1) эмпирическая типизация регионального метаморфизма и закономерная приуроченность каждого из типов метаморфизма в основном к определенным крупным структурным элементам земной коры;

2) эмпирическая синхронизация последовательности тектонических деформаций и отдельных проявлений метаморфизма;

3) генетические связи метаморфизма и деформационных процессов в коре.

Табл. 5.1 суммирует главные эмпирические данные по первому пункту. Используемая нами классификация типов метаморфизма основана на собственных «внутренних» признаках, независимых от тектоники. Она является по существу развитием принципа фациальных серий (Miyashiro, 1961) с дополнительным акцентом на пространственное распределение фаций, в частности, выделены слабо зональные («однородные») типы метаморфизма, формально не соответствующие фациальным сериям. К этой классификации наиболее близка и типизация регионального метаморфизма, по В. А. Глебовицкому (1973, с. 116—117).

Для синхронных толщ зоны проявления более высокотемпературного метаморфизма в первом приближении очень часто соответствуют одновременно и зонам более интенсивной складчатости. Корреляция такого рода общеизвестна, хотя имеются и исключения, и сама «интенсивность» складчатости оценивается по-разному (мелкие и крупные складки и т. д.). При этом во многих хорошо изученных случаях однозначно устанавливается, что эпохи прогрессивного регионального метаморфизма и эпохи главных тектонических деформаций сближены по времени или даже частично перекрываются. Наиболее часты указания на то, что зональный метаморфизм типов 7 и 8 в табл. 5.1 накладывается на уже сформированные шарьяжи и изоклинальные складки (Глебовицкий, 1973). В то же время есть примеры, когда метаморфизм, отчетливо проявившись в ранних молассах, совершенно не затрагивает поздние молассы, относящиеся к тому же орогенному циклу; этим фиксируются «постметаморфические» деформации (например, в герцинидах Тянь-Шаня, см. ниже), т. е. отношение к эпохам метаморфизма, которые фиксируются прогрессивными минеральными превращениями. «Постметаморфическая» складчатость описана для района Симплонского туннеля (Strekeisen, Wenk, 1974). Здесь удалось надежно проследить очень крутые падения изоград, причем общая конфигурация зональности такова, что если принять

Таблица 5.1. Классификация типов прогрессивного метаморфизма (по Добрецову и др., 1974)

Признак			Тип метаморфизма				Тектоническая позиция	
пространственный (РТ-град)	давление	набор фаций	название	номер типа	подтип: а — поясовой, б — ареальный	вероятная модель		
«Одноводный метаморфизм» (преимущественно монофациальный в эрозионном срезе)	Промежуточное $P_{фл} \geqslant P_{лит}$	$B_1 \pm B_2$	Двупироксеновый («гранулитовый»)	1	б	Ранне (?) — докембрийский многократный метаморфизм	Щиты и фундамент платформ	
	Умеренное $P_{фл} \approx P_{лит}$	$B_2 \pm B_3$	Мигматит-гнейсовый (ультраметаморфизм)	2	б			
	Повышенное $P_{фл} \geqslant P_{лит}$	$C_2 \pm B_2$	Эклогит-дистен-гнейсовый	3	б	?	Фундамент срединных массивов	
	Умеренное или промежуточное $P_{фл} \approx P_{лит}$	$B_5(\pm B_4)$	Начальный	4	а / б	Доскладчатый метаморфизм погружения	Складчатые пояса и платформенный чехол (4б)	
		$B_4 \pm C_3$	Зеленосланцевый	5	а / б (?)			
		$C_3 \pm B_4$	Дистен-сланцевый (типа Кейв)	6	а / б (?)			
«Зональный» метаморфизм (полифациальный)	Умеренное $P_{фл} \approx P_{лит}$	$\pm B_1 + B_2 + B_3 \pm B_4$	Андалузит-силлиманитовый	7	а (Тонгулак) / б (Бахен-Абакума)	Постскладчатый и синскладчатый метаморфизм, обусловленный флюидно-тепловым потоком	Преимущественно зоны относительных поднятий	Складчатые пояса
	Повышенное $P_{фл} \geqslant P_{лит}$	$C_2 + C_3 \pm B_4$	Дистен-силлиманитовый	8	а (Барроу) / б (Уральский)		Преимущественно зоны опусканий	
	Высокое $P_{фл} > P_{лит}$	$\frac{\pm B_5 + B_4 + C_4 \pm C_3}{B_4 + C_4}$	Глаукофан-сланцевый	9	а (Санбогава) / а (Пенжинский)	Сложный механизм (погружение + «автоклавный» + тектонический)	Зоны глубинных разломов, в том числе зоны Беньофа под глубоководными желобами	
	Высокое $P_{фл} \geqslant P_{лит}$	$C_4 + C_3$	Эклогит-глаукофансланцевый	10	а (Максютовский) / а (Калифорнийский)			

поверхность изоград как недеформированную, то приходится предполагать неправдоподобно мощный местный источник тепла, локализованный на малоглубинных горизонтах.

В результате детального изучения последовательности деформаций в метаморфических комплексах и обобщения данных по ряду регионов целый ряд исследователей пришли к выводу о существовании закономерных деформационных циклов, параллелизуемых с циклами регионального метаморфизма (Миллер, 1973; Глебовицкий, 1973). В ходе каждого деформационного цикла в однотипном порядке меняются план деформаций и их темп и характерные про-

явления. Так, на первой стадии преобладают медленные радиальные движения и возникают относительно простые структуры. На второй стадии фиксируется интенсивное тангенциальное сжатие и формируется основная часть сложных структур (надвиги, крупные лежачие изоклинальные складки и т. п.). Последующие этапы дополнительно усложняют структуры, но при этом весьма отчетливо проявляется постепенное падение пластичности толщ и переход к «жестким» деформациям — образование «кинкзон», а затем и множественных разрывов. Такая последовательность хорошо объясняется, если учесть рассмотренные выше механизмы остаточной деформации кристаллических пород.

По мнению В. В. Миллера и В. А. Глебовицкого, вторая стадия деформационного цикла в метаморфических комплексах примерно синхронна этапу основных прогрессивных минеральных преобразований [1], а следовательно, этапу, когда резко возрастает пластичность пород (за счет одновременного увеличения температур и насыщенности флюидом). Соответственно скорости тангенциального сжатия должны существенно возрасти, даже если тангенциальные нагрузки остались прежними. Увеличивающийся геотермический градиент обусловливает и увеличение градиента пластичности пород (падающей к поверхности). Интенсивное тангенциальное сжатие толщ в такой ситуации неизбежно ведет к образованию пологих сколов и надвигов в верхних «жестких» горизонтах.

Спад температур на регрессивной стадии уже сам по себе снижает скорость деформаций. Но спад становится еще больше за счет изменения флюидного режима толщ. На прогрессивной стадии, когда $P_{фл} > P_{лит}$, подпор флюида создает «расклинивающий» эффект, ведущий к образованию в породах все новых дополнительных упругопластичных разрывов и к увеличению общей поверхности раздела «флюид — силикат». С переходом на регрессивную стадию, когда $P_{фл} < P_{лит}$, происходит «залечивание» этих разрывов и разобщение флюида на серию более или менее «изометрических» обособлений с гораздо меньшей суммарной граничной поверхностью. Кроме того, снижение T и $P_{фл}$ уменьшает растворимость, а следовательно, и интенсивность обмена минерального вещества с раствором. Даже без изменения общей массы свободного флюида все это ведет к уменьшению пластичности пород. К тому же часть флюида расходуется в ранних регрессивных превращениях, а затем и на образование «рассеянных» гистерогенных продуктов. Поэтому постепенное увеличение «жесткости» толщ, следующее за термальным «пиком» метаморфизма, выгладит вполне закономерным.

Однако «законсервированный» флюид все же долгое время создает возможность существенных деформаций, хотя и с гораздо меньшими скоростями. Поэтому в данной толще отнюдь не каждую эпоху деформаций можно сопоставить с эпохой метаморфического минералообразования. Во всяком случае, интенсивные и многоэтапные деформации хорошо фиксируются и в неметаморфизованных осадочных толщах.

Особенности тектоники полициклических областей, где проявился разновозрастный метаморфизм, также удобно трактовать исходя из рассмотренных механизмов остаточных деформаций. Так, древнейшие, ранее метаморфизованные блоки играют роль жестких ядер именно в силу своей предварительной обезвоженности. При тех же температурах и даже при близком минеральном составе они гораздо менее пластичны, чем первично-метаморфизующиеся толщи, в которых отделяется много свободного флюида.

В большинстве случаев парагенетическая связь метаморфизма и основных тектонических движений, как показано выше, легко объяснима. Но во многих примерах пространственная связь «поясов» метаморфизма с зонами крупных дизъюнктивов имеет совсем иную природу (Лепезин, 1972). Позднейшие разломы попросту обнажают в горстах более глубокие горизонты (с более высокими степенями метаморфизма). При этом наблюдаемая метаморфическая зональность совершенно независима от дизъюнктивов.

Конечно, даже убедительные примеры такого рода преждевременно обобщать. Для ряда зон глубинных разломов тектоническая обусловленность характерных типов метаморфизма является одной из равноправных гипотез. В частности, для глаукофансланцевого метаморфизма возможным объяснением очень высоких давлений при умеренной мощности отложений служит гипотеза тектонического «погружения» под серию надвигов (Н. Л. Добрецов, 1974, а, в). Связь зонального метаморфизма (термальных куполов) со стадией общего поднятия и локальными положительными структурами, нередко сопровождаемыми тектоническим диапиризмом, легко объяснима, если предположить в ядре

[1] По мнению других исследователей (Сомин, 1974), полный деформационный цикл может соответствовать одному кратковременному этапу прогрессивного метаморфизма, т. е. прямое сопоставление деформационных и метаморфических этапов затруднительно.

таких структур более древние высокометаморфизованные комплексы, или выступы фундамента. Они определяют неоднородность теплового потока, неоднородность и смену плана деформаций, неоднородное плавление на высокотемпературной стадии. Подробнее эти и другие модели разобраны в заключительной части раздела о метаморфизме.

5.6. Метаморфические пояса и провинции (корреляция эндогенных процессов)

Метаморфический пояс, по первоначальным формулировкам Мияширо (Miyashiro, 1961), в первом приближении соответствует типам регионального метаморфизма 7а—10а, реже 4а—6а в табл. 5.1. Например, в Японии пояс Риоке соответствует типу 7а, пояса Санбогава, Камуикотан, Сангун — типу 9, в Новой Зеландии пояс Вакатипу соответствует типу 8а, пояс Ливингстон — типу 9, пояс Тасманский — типу 7а (Miyashiro, 1961, 1973). Такое поясовое расположение метаморфических пород характерно для Тихоокеанского складчатого обрамления. В других регионах типа 4—8 могут давать почти изометричные ареалы, особенно характерны «термальные» или «гранито-гнейсовые» купола для типов 7 и 8. Во всех регионах, как уже отмечалось, поясовое распространение характерно только для глаукофан-сланцевых типов 9 и 10, в то время как для других типов метаморфизма поясовое распространение оказывается нередко результатом более поздних тектонических перемещений.

Кроме того, существует более широкое понятие метаморфического пояса, соответствующее — во всяком случае пространственно — целой складчатой области или «орогеническому поясу», например Альпийский, Аппалачский, Европейский (или Молданубский), Уральский, Свекофенский пояса (Глебовицкий, 1973; и др.; Miyashiro, 1973). Их можно называть метаморфическими поясами I порядка (подобно складчатым структурам разного порядка) или лучше — метаморфическими провинциями (учитывая непоясовой характер многих докембрийских складчатых областей на современном срезе).

Рассмотрим типичные примеры метаморфических провинций (или поясов I порядка), попытаемся типизировать их и на этой основе рассмотреть варианты корреляции метаморфизма с другими эндогенными процессами — тектоникой и магматизмом. В качестве таких примеров взяты относительно хорошо изученные регионы с разновозрастной и разнотипной складчатостью — Альпы, герциниды Западной Европы, Алтае-Саянская область, Урал, Шотландия и Норвегия, Аппалачи, Тянь-Шань и др.

1. Районы Швейцарских и Франко-Итальянских Альп выделены В. А. Глебовицким (1973, с. 40) как типичный пример особого альпийского типа метаморфического пояса. В петрологическом аспекте здесь характерны жадеит-глаукофановая, а позже дистен-силлиманитовая фациальные серии (или типы зонального метаморфизма по табл. 5.1), в тектоническом (по Обуэну, 1967) — локализация метаморфизма в пределах эвгеосинклинального прогиба и на границе с эвгеоантиклинальным поднятием, в зоне широкого развития тектонических покровов пеннинского типа, преимущественно после формирования покровов одновременно с их изгибанием в открытые складчатые структуры.

По более поздним данным, систематизированным при составлении Карты метаморфизма Европы (Metamorphic map..., 1973; Frey e. a., 1974), для, собственно, альпийского метаморфизма (не касаясь герцинских этапов) можно выделить три или четыре этапа.

1) Наиболее ранняя — эоальпийская — фаза характеризуется глаукофансланцевым метаморфизмом и цифрами абсолютного возраста 60—100 млн. лет. В Восточных Альпах известны даты, определенные K-Ar методом, для глаукофанов — 120—100 млн. лет и близкие к Rb-Sr цифрам для вмещающих пород и офиолитов — 130—105 млн. лет во всех частях Альп (Frey e. a., 1974). Глаукофановый метаморфизм проявился, вероятно, в две стадии. На ранней стадии формировались парагенезисы эклогитов, жадеитовые породы, часть амфиболитов и глаукофановых сланцев (с древними цифрами). Большая часть глаукофана, парагонита, лавсонита сформировалась во вторую стадию.

Пояс глаукофанового метаморфизма с эклогитами, названный нами Пеннинским (Добрецов и др., 1974), совпадает в основном с Пеннинской тектонической ячейкой (зоной) и прослеживается от Генуи до Симплонского тоннеля и даже на востоке в районах Гризонс и Высокого Тауэрна. Предполагают, что этот глаукофансланцевый метаморфизм был распространен в Альпах значительно шире, но его продукты уничтожены во многих районах последующими проявлениями метаморфизма. Этот эклo-

гит-глаукофановый метаморфизм проявился до надвигов (100—120 млн. лет) или близко к ним (80—100 млн. лет). Проявление этого раннего метаморфизма связывают с зоной субдукции на границе древнего океана (Ernst, 1973, 1975) или локального океанического трога до образования Пеннинских покровов (Dal Piaz e.a., 1972).

2) На глаукофановый метаморфизм отчетливо накладывается обычный зеленосланцевый метаморфизм. Зеленосланцевые толщи наиболее распространены в Альпах и ранее трактовались как внешняя зона глаукофановых сланцев в пределах единой метаморфической зональности (Chatterjee, 1971; Ernst, 1973), хотя и отмечалось более раннее образование части эклогитов и глаукофановых сланцев (Bearth, 1965). По новым данным, повсеместно более позднее развитие зеленосланцевых ассоциаций трактуется либо как подфаза метаморфизма, близкая к глаукофановому метаморфизму, либо как проявление новой раннетретичной фазы, синхронное с зональным метаморфизмом (Dal Piaz e.a., 1972; Frey e.a., 1974; Ernst, 1975). Судя по цифрам, полученным Rb-Sr и K-Ar методом для мусковита и биотита во всех зонах Альп в интервале 90—55 млн. лет, более правильно первое предположение.

3) Зональный метаморфизм дистен-силлиманитового типа формирует метаморфические купола, прерывающие глаукофан-зеленосланцевый пояс Альп. Типичным примером является Лепонтинский термальный купол в одноименных Альпах, многократно описанный в литературе (F. Niggli, C. R. Niggli, 1966; Strekeisen e. a., 1974). Здесь изограды отчетливо пересекают границы надвигов (метаморфизм является постнадвиговым или постметаморфическим), но подвержены деформации вместе со смятием надвигов в открытые складки (Strekeisen, Wenk, 1974). Максимуму этого зонального метаморфизма соответствуют цифры 35—38 млн. лет. К ним близки по возрасту сиенит-монцонитовые интрузии и андезитовый вулканизм в зоне Биелла-Траверселла с возрастом около 30 млн. лет (Dal Piaz e. a., 1972; Frey e. a., 1974).

4) К самым молодым проявлениям альпийского метаморфизма, который характеризуется цифрами 25—27 млн. лет, можно отнести зональный метаморфизм андалузитового типа в районе гранитов Бергелл (18—28 млн. лет, K-Ar и Pb-Sr возраст по биотиту) и гранитов Novate (25 млн. лет, Rb-Sr изохрона; Frey e. a., 1974). Сходный возраст (10—20 млн. лет) имеют жильные и диафторичные минералы (адуляр, мусковит) в дистен-силлиманитовом куполе.

Таким образом, в Альпах устанавливается следующая последовательность типов метаморфизма:

а) эклогит-глаукофановый — 10 в табл. 5.1, две стадии (?), 120—100 и 100—80 млн. лет;

б) зеленосланцевый — 5 в табл. 5.1, 90—55 млн. лет, 1 и (или) 2, близки к формированию надвигов;

в) дистен-силлиманитовый — 8 в табл. 5.1, 33—38 млн. лет; постнадвиговый, близок к монцонит-андезитовому магматизму, 30 млн. лет;

г) андалузит-силлиманитовый — 7 в табл. 5.1, связанный с гранитами, 22—28 млн. лет, а также проявления гидротерм, диафторез более ранних комплексов и пренит-пумпеллиитовый метаморфизм в молассах внешних прогибов, 7—20 млн. лет.

Доальпийские (герцинские, каледонские, частично докембрийские) метаморфические комплексы в Альпах и других регионах Альпийско-Средиземноморской области (Италия, Динариды, Малая Азия и др.) характеризуются примерно теми же особенностями, что и, собственно, альпийские. В частности, характерно синхронное распространение глаукофановых сланцев палеозойского возраста в сочетании с крупными надвигами, гипербазитами и зонами меланжа (глаукофановые сланцы, «цветной» меланж в Турции и Иране и других местах).

Более высокотемпературные докембрийские и палеозойские комплексы относятся к сериям промежуточных или повышенных давлений: дистен-силлиманитовые комплексы, дистен-гнейсовые «гранулиты» с пироповыми перидотитами и ариежитами (как в зонах Сезия-Ланцо и Ивреа в Альпах) в окружении преобладающих зеленосланцевых толщ. Комплексы андалузит-силлиманитового типа очень редки. В целом альпийская область независимо от возрастных датировок характеризуется тем, что в ней преобладают зеленосланцевые и глаукофансланцевые толщи с изобилием надвигов, гипербазитов и зон меланжа и с редкими комплексами андалузит-силлиманитового типа и редкими гранитами.

2. Герциниды Западной Европы, или точнее Молданубский метаморфический пояс, протягивающийся от Чешского массива до Нормандии, был выделен В. А. Глебовицким (1973) как типичный пример европейского типа, резко отличного от альпийского типа метаморфических поясов I порядка. Используя тектоническую основу Обуэна (1967), В. А. Глебовицкий подчеркивает, что в этой области герцинский

(постдевонский) метаморфизм проявился только в осевом поднятии, близком к геоантиклиналям I рода, и не распространялся за его пределы. Надвиги, развитые преимущественно по периферии, не характерны для осевой зоны, где проявился метаморфизм, связанный с периодом формирования гранито-гнейсовых куполов, ядро которых сложено породами раннепалеозойского или докембрийского фундамента. Как подчеркивал Цварт (Zwart, 1967) и как показано на Карте метаморфизма Европы (Metamorphic map..., 1973), этот метаморфизм повсеместно соответствовал андалузит-силлиманитовому типу (7 в табл. 5.1), несмотря на то что устанавливаются заметные колебания давления от 3,5 до 5 кбар (Глебовицкий, 1973). Выступы более древнего фундамента относятся к серии повышенных давлений (тип 3, 6 или 8), на них накладывается герцинский метаморфизм пониженных давлений, возникающие ассоциации бывает трудно отличить от метаморфизма промежуточного типа (с андалузитом и дистеном). Вне зональных комплексов устанавливается пренит-пумпеллиитовая или зеленосланцевая фации (тип 4 и 5 в табл. 5.1) пониженных давлений. Еще одна особенность герцинид Западной Европы — широкое распространение гранитоидов и кислого вулканизма и редкое — гипербазитов и офиолитов, расположенных обычно вне зон метаморфизма.

3. Алтае-Саянская область. Кроме пренит-пумпеллиитовой и зеленосланцевой фаций преобладают андалузит-силлиманитовые или промежуточные по давлению (3—6,5 кбар) зональные комплексы (Лепезин, 1975). Широко развиты гранитоиды, глаукофансланцевые пояса; гипербазиты и надвиги относительно редки и локализованы в определенных зонах (в частности, обособляются Западный Саян и Салаир). Однако возраст метаморфизма, главных тектонических событий и большинства гранитоидов в отличие от Западной Европы здесь догерцинский — каледонский и байкальский.

4. Урал по особенностям метаморфизма, по В. А. Глебовицкому (1973), считается аналогом альпийского типа, сформировавшимся в герцинскую эпоху. Некоторые аналогии с Альпами имеются, однако гораздо больше отличий, что позволяет, по нашему мнению, выделить Урал как самостоятельный, уральский тип метаморфических провинций.

На Урале трудно отделить каледонские и герцинские метаморфические и тектонические события и отчетливо выделяются два крупных цикла — рифейский (или доуральский) и каледонский — герцинский (собственно, уральский). Первый проявлен преимущественно в Западно-Уральской зоне (к западу от зоны Главного Уральского разлома) и в фундаменте «гранито-гнейсовых куполов» Центрально-Уральской и Восточно-Уральской зон (Кейльман, 1974; Н. Л. Добрецов и др., 1971). Он относится повсеместно к дистен-силлиманитовому типу (8, частично 3 в табл. 5.1) и характеризуется цифрами 1250—650 млн. лет. Этот метаморфизм (типы 3 и 8), по мнению Г. А. Кейльмана (1974), проявлялся дважды в авзянскую и машакскую фазы складчатости. По нашему мнению, ранней фазе соответствовал лишь эклогит-гнейсовый метаморфизм (тип 3), примерно синхронный с эклогит-глаукофансланцевым (см. ниже), и лишь II этап, проявленный в Западно-Уральской зоне, соответствует типу 8, с одновременным формированием плагиогранитов, андезитов и кислых эффузивов в среднем и верхнем рифее.

В зоне Главного Уральского разлома в ранний этап (1260—800 млн. лет, вероятно, около 1100 млн. лет) проявился эклогит-глаукофановый метаморфизм (тип 10а в табл. 5.1), сходный с эоальпийской фазой в Альпах. В Западно-Уральской зоне проявились также незональные типы низкотемпературного метаморфизма (4 и 5 в табл. 5.1) рифейского возраста. Последовательность этих типов метаморфизма и их соотношение с фазами складчатости выяснены недостаточно.

Общая последовательность метаморфизма в каледонско-герцинский цикл на Урале: тип 9 (400—450 млн. лет) ↦ тип 4 ↦ тип 5 и 8 ± некоторые граниты (370 млн. лет) ↦ тип 8 и граниты (310 млн. лет). Она сходна с наблюдаемой в Альпах, однако андалузит-силлиманитовый тип 7 на Урале отсутствует, тип 9 и надвиги проявлены более локально, гранитов больше, хотя роль гипербазитов и габбро еще больше, чем в Альпах. Наиболее характерна для Урала унаследованность метаморфизма. Все многократные проявления высокотемпературного зонального метаморфизма, охватывающие огромный интервал 1300—300 млн. лет, относятся к одному дистен-силлиманитовому типу и нередко локализованы в одних и тех же куполовидных структурах; в одной и той же зоне Главного Уральского разлома дважды проявился глаукофановый метаморфизм, сопряженный с надвигами. В то же время заметно ослабление интенсивности этих типов метаморфизма [1], не-

[1] Можно говорить, что главные этапы метаморфизма, а также основной структурный план Урала сформировались в рифейскую, частично каледонскую (а не герцинскую) эпоху.

редко с падением давления при переходе от рифейского к каледоно-герцинскому циклу и возрастание роли гранитоидов, особенно на заключительных стадиях каледоно-герцинского цикла. Эти особенности метаморфизма и магматизма, а также общая линейность структур Урала, большая роль офиолитов и надвигов отличают Уральскую провинцию и от альпийского и от европейского типов.

5. Каледониды Шотландии и Норвегии, как уже отмечалось, являются близкими аналогами Уральской метаморфической провинции. Здесь проявилось два цикла — докембрийский (рифейский) и каледонский со сходными типами метаморфизма и сходными цифрами абсолютного возраста. В Норвегии широко распространены эклогит-гнейсовые комплексы, сходные с Уральскими. Глаукофановые сланцы и глаукофанизированные эклогиты известны локально вблизи юго-восточной границы каледонид Шотландии. Большинство проявлений метаморфизма в этой области, как и на Урале, относится к дистен-силлиманитовому типу (8 в табл. 5.1). Только в районе Бахен в Шотландии известны переходы от типа 8 к андалузит-силлиманитовому типу 7, т. е эти типы здесь примерно синхронны (Metamorphic map..., 1973; Chinner, 1966; и др.).

Часть гранитов («древние») синтектонические и примерно одновозрастны с метаморфизмом (490—500 млн. лет). Другие «новые» граниты посттектонические и постметаморфические (415—370 млн. лет). По данным специальных структурных исследований (Harte, Johnson, 1969; и др.), в пределах классической зональности дистен-силлиманитового (барроусского) типа выделяется не менее четырех фаз деформации.

6. Аппалачи в возрастном и тектоническом отношении являются близким аналогом каледонид Шотландии и Норвегии, но по особенностям метаморфизма являются промежуточными между европейским и уральским типами (Study of Appalachian Geology, 1969, 1970; Глебовицкий, 1973). Распределение структурно-формационных зон в раннем и среднем палеозое несколько отличается, чем свидетельствует о смещении миогеосинклинальной зоны к юго-востоку и сокращении зоны эвгеосинклинали, что говорит об определенной аналогии с Уралом. Широко развиты гранито-гнейсовые купола диапироидного типа, сходные с уральскими, формированию которых предшествовал этап крупных тектонических покровов. Тектоническая и метаморфическая зональности в Аппалачах в первом приближении симметричны и хорошо коррелируются друг с другом. Максимальная степень метаморфизма (силлиманит-мусковитовая и силлиманит-ортоклазовая зоны) соответствует осевой зоне складчатой системы, которая испытывала воздымание в процессе метаморфизма. В то же время юго-западная часть этой территории, характеризуемая наиболее сжатыми линейными складками и обилием надвигов, относится к дистен-силлиманитовому типу метаморфизма, как и уральские комплексы. Северо-восточная часть области (Северный Вермонт, Нью-Гэмпшир и др.) характеризуется общим расширением осевого поднятия, уменьшением сжатости складок и роли покровов и относится к андалузит-силлиманитовому типу. Здесь же появляются обильные послескладчатые и послеметаморфические гранитоиды, что еще более сближает эту часть с европейским типом. От уральского типа Аппалачи отличает также редкая встречаемость гипербазитов, офиолитов и то, что полностью отсутствует эклогит-глаукофановый и глаукофановый метаморфизм.

7. Складчатая область Северного и Южного Тянь-Шаня, как и Аппалачей, является промежуточной по особенностям метаморфизма и тектоники, но в целом она ближе к уральскому типу, особенно на догерцинском этапе.

По материалам этого региона были впервые выделены типы метаморфизма, аналогичные типам в табл. 5.1, рассмотрена их последовательность, корреляция с тектоникой и метаморфизмом (Бакиров, Н. Л. Добрецов, 1972; Н. Л. Добрецов, 1974а, Бакиров, 1973). Всего здесь выделяется не менее 10 этапов метаморфизма, которые можно объединить в 4 цикла. Лучше охарактеризованы рифейско-кембрийский (байкальский) цикл в пределах Северного Тянь-Шаня и герцинский (каледоно-герцинский) — в пределах Южного. В дополнение к цитированным работам отметим некоторые общие закономерности.

Среди докембрийских, досреднерифейских комплексов фундамента выделяются типы 2, 3 и 6. Особым типом является Макбальский купол (киргизская серия) в Северном Тянь-Шане, по ряду признаков переходный между типами 8 и 10. Раннегеосинклинальные комплексы в соответствующих зонах претерпели преимущественно зеленосланцевый и начальный метаморфизм (типа 4 и 5), причем интенсивно метаморфизованы только мощные толщи раннего цикла. Тип 4 доскладчатый, тип 5, как правило, синскладчатый. Вдоль северной границы герцинид Южного Тянь-Шаня дважды, как и на Урале в рифее (750(?) — 1100 млн. лет) и нижнем палеозое (до S_2), проявился глаукофановый метамор-

физм (типы 9 и 10) в ассоциации с офиолитами и крупными надвигами. Все эти типы (4, 5, 9, 10) догранитные проявились до ранних гранитов первого цикла и задолго до массового появления гранитоидов в этих областях. В тесной связи с гранитным магматизмом и преимущественно в зонах поднятий проявлен зональный метаморфизм как типа 7, так и 8. Наиболее четко зональные комплексы андалузит-силлиманитового и переходного типа устанавливаются в герцинидах Южного Тянь-Шаня или на границе Срединного и Южного Тянь-Шаня. Здесь известны как силурийский (до D_2), так и каменноугольные или верхнепалеозойские комплексы такого типа, примерно синхронные пикам 400—370 и 310 млн. лет на Урале. Широкое проявление комплексов пониженных давлений (типа 7), сочетание линейных и блоковых структур, иные соотношения офиолитов и гранитоидов — главное отличие от Урала. Как и в Аппалачах, намечаются взаимопереходы от типа 7 к 9 и корреляция их с особенностями тектоники.

На примере Тянь-Шаня и Урала установлено, что в областях с полициклическим развитием в каждом последующем цикле уменьшаются интенсивность и масштабы зеленосланцевого и глаукофанового метаморфизма (типы 5, 9 и 10) и возрастает роль зонального метаморфизма типов 7 или 8 и с еще большим запаздыванием роль гранитоидов.

Разнотипные процессы метаморфизма и магматизма в соседних областях сопряжены и волнообразно смещаются к югу по мере смещения тектонической активности. Например, типы 5 и 9 в Южном Тянь-Шане, имеющие возраст O — S или S_2 — D_1, сопряжены с типом 7 и гранитоидным магматизмом в Срединном и Северном Тянь-Шане, которые служили в это время жесткой «рамой». Следующие этапы — в карбоне и перми — проявились как зеленосланцевый метаморфизм (тип 3) в Северном Памире и как зональный метаморфизм типа 7 (в карбоне) и массовое внедрение гранитоидов в Южном Тянь-Шане.

Наконец, наряду с последовательной сменой и сопряженностью разные типы метаморфизма и магматизма приурочены, как правило, к разным тектоническим зонам. Например, типы 7—8 и гранитоиды приурочены к зонам устойчивых поднятий или обрамлению блоков фундамента (с соответствующим осадконакоплением) и в отличие от Альп не накладываются на эвгеосинклинальные зоны с офиолитами, надвигами и т. д., которые служат ареной глаукофанового метаморфизма.

8. На примере Японии и других районов Тихоокеанского складчатого обрамления Мияширо (Miyashiro, 1961, 1967, 1973) обосновал свою концепцию парных поясов. По его мнению, один из поясов (внешний) соответствует метаморфизму высоких давлений (жадеит-глаукофановому), ассоциируется с габбро и гипербазитами и представляет корневую часть древнего желоба. Другой, как правило внутренний пояс, характеризуется метаморфизмом низких давлений (тип 7 в табл. 5.1), в ассоциации с гранитоидами и липарит-андезитовым вулканизмом и представляет фундамент островной вулканической дуги. Впоследствии Мияширо (Miyashiro, 1967, 1973) выделил среди парных поясов три типа: а) обычная островная дуга (Япония, Камчатка и др.); б) обращенная дуга, где желоб и соответствующий пояс глаукофанового метаморфизма образовались не со стороны океана, а со стороны внутреннего моря при расширении его дна (например, острова Сахалин и Хоккайдо); в) край континента, где граниты и андалузит-силлиманитовые метаморфиты соответствуют фундаменту наложенного на край континента вулканического пояса (типа Охотского, как, например, в Калифорнии и Сьерра-Неваде).

Эти представления содержат большие упрощения. Было показано (Н. Л. Добрецов, Курода, 1969; Н. Л. Добрецов, 1971, 1974а), что пояс низких давлений с гранитоидами развивается позже глаукофанового и в ряде случаев накладывается или пересекает его. Более того, общая последовательность метаморфизма и магматизма оказывается довольно сложной, как показано схематически в табл. 5.2 для одного

Таблица 5.2. Схема развития разных типов метаморфизма в пространстве и во времени

Основание	Зоны устойчивых опусканий			Зоны устойчивых поднятий		
	Океаническая плита			Докембрийские массивы типа 1 — 2		
	Тип 9 Тип 4			Тип 5 или 4 Тип 7 или 8 Гранитоиды Тип 7 Гранитоиды		
Сформированная зональность	Океаническая плита	Пояса типа 9	Пояса типа 4—5	Пояса типа 7+8	Пояса типа 7	Массивы типа 1 — 2

Таблица 5.3. Главные типы метаморфических провинций (поясов I порядка)

Тип провинции (пояс)	Примеры	Главные особенности метаморфизма	Коррелирующие признаки		Вероятное исходное состояние
			тектоники	магматизма	
I Европейский	Герциниды Западной Европы, Алтае-Саянская область, Казахстан	Преобладание андалузит-силлиманитового типа 7, наложенного на другие типы (?) 2, 3, 8 и приуроченного к другим зонам антиклинальных поднятий и «куполам». Вне поднятий — преобладание типа 4	Периферийные надвиги (вне зон метаморфизма) или редкость их. Блоковый или куполовидный характер структур	Обилие постскладчатых постметаморфических гранитоидов; редкость офиолитов, гипербазитов	Активизированный кратон (край континента)
II Уральский	Урал, каледониды Шотландии и Норвегии, Аляска (?)	Преобладание и унаследованная повторяемость дистен-силлиманитового типа 8 в сочетании с глаукофановым (9 и 10) и зеленосланцевым (4, 5) метаморфизмом (в разных зонах)	Линейные структуры, надвиги; вытянутые купола (типа 8) в зонах поднятий, сопровождаемые диапиризмом	Обилие офиолитов (гипербазитов, габбро), умеренное количество гранитоидов	Система крупных рифтов (эвгеосинклиналей) вблизи платформы или палеокеан типа Атлантики
III Альпийский	Альпы, динариды Турции и Ирана, Корякия	Преобладание зеленосланцевого и глаукофанового метаморфизма (4, 5, 9, 10), наложение на них типов 8 и (или)7. Редкость типа 7	Широкое развитие крупных надвигов, зон меланжа, ассоциирующих с типами 5, 9 и 10; лежачие складки и пр.	Обилие офиолитов, базитов, редкость гранитоидов	Зона палеокеана Тетис (между кратонами) или активизация типа II (?)
IV Тихоокеанский	Япония и другие районы северо-западной Азии, Новая Зеландия, Калифорния и др.	Контрастность: парные параллельные пояса типов 9 + 5 и 7; редкость типа 8 (а также 3, 6 и др.), широкое распространение типов 4 и 5	Надвиги в сочетании со сдвигами и куполами. Неоднородная (контрастная) складчатость	Контрастное сочетание гипербазитов (офиолитов) в поясах 9 + 5 и гранитоидов (андезитов, риолитов) в поясах 7	Система островных дуг и окраинных морей
V Срединно-океанический	Срединно-Атлантический хребет	Преобладание типов 4 и 5, а также 7 (в базитах)	Недостаточно выявлены	Гранитоиды отсутствуют, кислые эффузивы редки	Активизированная океаническая плита

тектонометаморфического цикла. Общее число таких циклов, судя по тектоническим данным и возрасту глаукофановых поясов (около 450 млн. лет; 330—350; 200—240; 100—120; 0—20), не менее пяти. В Японии, например, проявлены два или три цикла, в Калифорнии, Орегоне и Корякии — четыре цикла (кроме последнего, хотя, конечно, с разной полнотой и с отклонениями от схемы в табл. 5.3).

Тем не менее в целом для Тихоокеанского обрамления характерны наличие парных поясов и общая контрастность метаморфизма — сочетание глаукофансланцевых и андалузит-силлиманитовых поясов. С этим коррелируется и контрастность тектоники и магматизма, что позволяет выделить особый Тихоокеанский тип метаморфических провинций.

9. По данным В. А. Глебовицкого (1973), среди раннедокембрийских (дорифейских) складчатых областей можно найти аналоги описанных типов, проявленных в рифее и фанерозое. В частности, с европейским типом он сопоставляет Южно-Финляндскую зону, а с Уральским — Беломорскую «зону» на Балтийском щите, хотя и отмечает, что здесь отсутствуют продукты раннего метаморфизма и имеются другие отличия. Для более ранних — архейских и раннепротерозойских этапов — картина была принципиально иной; в частности, они отличаются однородным проявлением высокотемпературного метаморфизма на огромных площадях, что объясняется, по В. А. Глебовицкому, высокой плотностью и однородностью тепловых потоков. В раннем протерозое по сравнению с археем метаморфические процессы проявлялись в пределах более узких поясов, что свидетельствует об усилении тектонической дифференциации земной коры.

Для этого крупного этапа развития земной коры В. А. Глебовицкий (1973) наметил два пути эволюции метаморфизма. Алданский тип, характерный для алданского щита, характеризуется длительной эволюцией, в которой можно выделить три периода, сопоставимых (?) с тремя циклами складчатости, с последовательным снижением температуры и давления в пределах фаций B_1 и B_2. Становой путь эволюции, характерный для Джугджуро-Станового пояса, кольско-норвежской зоны и др., характеризуется более резким изменением и дифференцированностью условий: фация B_1 повышенных давлений в раннем архее сменяется фацией B_2 также повышенных давлений и интенсивным ультраметаморфизмом в позднем архее и затем наложением зонального метаморфизма типа 7 (фации B_3— B_1) в локальных структурах в нижнем протерозое.

Таким образом, для раннего докембрия неизвестны глаукофановые типы 9 и 10 и появляются однородные типы 1 (двухпироксеновый) и 2 (мигматит-гнейсовый). Как показано в табл. 5.1, появление типов 1 и 2 и их относительная однородность на больших расстояниях (в Антарктиде, на Алданском, Канадском и других щитах) могут быть объяснены иначе, чем у В. А. Глебовицкого, а именно многократным проявлением метаморфизма типа 7 или 8 (или разных типов) при дополнительной роли глубокого эрозионного среза и возможной необратимой эволюции теплового режима Земли.

Возможно, что классификацию и сопоставление метаморфических и тектонических событий в раннем докембрии надо проводить на иной методической основе, и прямое сопоставление их с рифеем и фанерозоем затруднительно.

В заключение приведем сводную табл. 5.3, характеризующую выделенные типы метаморфических провинций (поясов 1 категории); выделен также V тип, характерный для срединно-океанических хребтов (Miyashiro, 1973).

5.7. Метаморфические формации и металлогения

Корреляция особенностей метаморфизма и предшествующих процессов осадконакопления и вулканизма, особенностей тектоники, созданной во время метаморфизма, осуществляется наиболее естественно, по нашему мнению, при выделении метаморфических формаций на основе типов метаморфизма, показанных в табл. 5.1 (Добрецов и др., 1969). Иные подходы к выделению метаморфических формаций (Маракушев, 1965; Маракушев и др., 1971; Хорева, 1967) менее приспособлены для выявления этой корреляции, так как включают в определение и принципы выделения формаций гипотетические или «внешние» (тектонические и другие) признаки.

Под метаморфической формацией (или формационным типом) мы понимаем закономерный парагенезис метаморфических пород определенного состава, претерпевших специфический тип метаморфизма (свита или серия свит, подсвита, претерпевшая один из вышеназванных в табл. 5.1 типов метаморфизма). Следует подчеркнуть, что типы метаморфических комплексов («формации») существуют объективно и наиболее характерные из них выделялись уже давно, до появления формационных классификаций (например, чарнокитовая, кондалитовая, эклогит-гнейсовая, глаукофансланцевая и другие «формации»). Большинство формаций, выделяемых А. А. Маракушевым, Б. Я. Хоревой и нами, легко сопоставляются, так как соответствующие классификационные признаки коррелируются. Задача состоит, таким образом, в разработке общих принципов и схемы классификации метаморфических формаций и картировании метаморфических толщ на формационной основе.

Другим важным аспектом формационного подхода является связь метаморфических формаций с метаморфогенными месторождениями. Общие особенности пространственно-временно́й локализации (и соответственно возможности регионального прогноза) метаморфогенных месторождений определяются главным образом составом вмещающих пород и особенностями процесса метаморфизма, с которыми коррелируются и другие признаки (внутриформационная тектоника, сопутствующий метасоматоз и локальные геохимические особенности и т. д.). Эти дополнительные признаки играют большую роль в структуре рудных полей и строении отдельных рудных тел. Наиболее полный и естественный учет всех этих признаков возможен при выделении метаморфических и особенно продуктивных (рудоносных) формаций.

Литологические особенности (состав толщ) могут классифицироваться с различной детальностью в зависимости от масштаба и целей исследования. Важно лишь подчеркнуть, что в большинстве случаев достаточно учитывать ныне фиксируемые и обобщенные составы пород, т. е. метабазиты, карбонатные породы, мета-

Таблица 5.4. Примеры метаморфических формаций и связанные с ними метаморфогенные полезные ископаемые (Л. Н. Добрецов и др., 1974; Л. Н. Добрецов, 1975а)

Тектоническая позиция	Метаморфическая формация	Номер типа метаморфизма по табл. 1	Фация	Состав *	Рудная ассоциация (формация?)	Вид полезного ископаемого	Примеры
Щиты и срединные массивы	Чарнокит-базитовая	1	B_1	Б + Ч ± П	Не характерна	—	Антарктида, Алдан, Анабар
	Эвлизит-кварцитовая	1—2	$B_1 \pm B_2$	Кр + Ж ± В, К	Эвлизитовая	Fe	Индия, Судан
	Железисто-гнейсовая			П + Ж ± К	Пироксен + магнетитовая	Fe	
					Кодуритовая	Mn	Швеция, Алдан, Анабар
	Кондалитовая	1	B_1	П + Ч + В + М	Графитовая	Графид	Украина, Шри Ланка, Австралия,
					Корундовая	Al (корунд)	Мадагаскар, Индия
						TR — пегматитов	Алдан, Енисейский кряж
	Карбонатно-гранулитовая	1	$B_1 \pm B_2$	К + П ± В, Ч, М	Флогопитовая	Флогопит	Алдан
					Глубинных Mg-скарнов	Шпинель, флогопит, лазурит, частично Fe, B, Mg сырье	Мадагаскар, Юго-Западный Памир
	Карбонатно-мигматитовая	2	B_2	К + П + М ± В	Глубинных Ca-скарнов	Fe, B	Алдан, Канада
	Амфиболит-плагиогнейсовая	2	B_2	В ± П, М	Рутил-ильменитовая	Ti	Бразилия, Канада
					Ильменитовая	Ti	Урал (фундамент)
	Эклогит-гнейсовая	3	C_2	Б + П ± К, М	Рутиловая	Ti, алмазы?	Урал, Норвегия, Чешский,
					Пироповая	Абразивы	Французский, Кокчетавский массивы
Складчатые пояса	Зональная андалузит-филлитово-гнейсовая	7	$B_2 + B_3 + B_4$	$B_2 \pm B_3$	Силлиманитовая	Al	Прибайкалье
				$B_3 \pm B_2$	Альбитизированных редкометальных пегматитов	Sn, Li, Mo, W	Забайкалье
				$B_4 \pm B_3$	Кордиерит-антофиллит-медноколчеданная	Cu	Южная Финляндия
					Галенит-сфалерит-пирротиновая	Pb, Zn, Cu	Швеция, Родезия и др.

Таблица 5.4 (окончание)

Тектоническая позиция	Метаморфическая формация	Номер типа метаморфизма по табл. 1	Фация	Состав *	Рудная ассоциация (формация?)	Вид полезного ископаемого	Примеры
Складчатые пояса	Зональная дистен-филлитово-гнейсовая	8	$C_3 \pm B_4$	Т + П	Дистен-корундовая, дистеновая	Al (дистен)	Урал и др.
					Мусковитовых пегматитов	Мусковит	Байкальская, Бирюсинская, Кольская провинция
					Гранат-слюдяная	Абразивы	Урал, Восточная Сибирь
	Железисто-метабазитовая (джеспилитовая) и железистосланцевая	5, 7, 8	$B_4 \pm B_3$, C_3	Ж+Б+Т±Кр	Гематит-магнетитовая	Fe	КМА, Гуронская формация и др.
					Амфибол-магнетитовая	Fe	
	Гондитовая	5, 8	$B_4 \pm B_3$, C_3	Ж(±Mn) + + Т±К	Спессартин-окисная (гондитовая)	Mn	Индия
					Окисно-родонитовая	Mn	Анабар, Бразилия
	Кварцито-филлитовая, конгломератовая	5	B_4	П + Т± Гр	Золотоносных конгломератов	Au, U	Витватерсранд
					Золото-кварцевая	Au	Северная Америка
Зоны глубинных разломов и крупных надвигов	Офиолитовая	4	B_4+B_5	Б + Г±Т, К	Тальк-серпентиновая	Тальк, асбест, серпентин	Урал
					Колчеданная	Cu ± Au	
					Полиметаллическая	Pb, Zn, барит	Альпы, Динариды
	Зональная глаукофан-сланцевая	9б	$C_4 + B_4$	Т + В±Г, Кр	Окисно-родонитовая (силикатно-марганцевая)	Mn	Япония
					Пирротин-медноколчеданная	Cu	Сулавеси, Альпы
	Эклогит-клаукофансланцевая	10	$C_4 + C_3$	Т + В±Кр, Г	Глаукофан-рутиловая	Ti	Калифорния, Южный Урал
					Колчеданно-полиметаллическая (?)	Cu, Pb, Zn, Au	Альпы

* *Принятые сокращения:* Б — *метабазиты*, П — *метапелиты*, Ч — *чарнокиты (кислые)*, Кр — *кремнистые*, Ж — *железистые*, В — *высокоглиноземистые*, К — *карбонатные породы*, М — *мигматиты*, Т — *терригенные (граувакковые, смешанного состава) породы*, Г — *гипербазиты*, Гр — *графитистые породы*.

Таблица 5.5. Классификация метаморфических формаций Алтае-Саянской области

Группа *	Формация, подформация	Состав **	Фация	Район
А	Плагиогнейсово-амфиболитовая	МАБ±К	$B_3 - B_2$	Кузнецкий Алатау, Западный Саян, Салаир
	Зональная сланцево-гнейсовая	МП±МБ (до 10%)	$B_2 - B_3$	Горный Алтай, Сангилен, Белокуриха
	Зональная карбонатно-сланцево-гнейсовая (подформация метапелито-карбонатная)	МП+К±МБ Д+МП+МБ	$C_3 - B_3$ C_3	Рудный Алтай, Восточный Саян, часть Кузнецкого Алатау
	Зонально-мигматитовая	ПГ+ПГр	$B_2 - B_3$	Кузнецкая и Иртышская зоны
Б	Сланцево-метакарбонатная	К+МП±Кр	$B_4 \pm B_3$	Восточный Саян, Кузнецкий Алатау, часть Горного Алтая
	Сланцево-доломитовая	Д±МП, УК	$B_4 \pm B_3$	
	Карбонатно-зеленосланцевая	ПГ+К±Кр	B_4	Западный Саян и Кузнецкий Алатау
	Зеленосланцевая-филлитовая	МП+МА	B_4	Западный Саян и Горный Алтай
	Карбонатно-базит-сланцевая	МБ+К±±МП±МА	$B_4 \pm B_3$	Восточный и Западный Саян, Кузнецкий Алатау
		МБ±МП	$B_5 - B_4$	
В	Зональная глаукофан-метабазитовая	МБ+Кр±УК	$B_4 + C_4$	Куртушибинский, Борусский
	Глаукофан-зеленосланцевая	МГ+МБ±Кр	$B_4 + C_4$	Теректинский хребты
	Офиолитовая	Сп+МГ+МБ	$B_5 + B_4 + B_3$	Куртушибинский, Борусский хребты
	Кремнисто-метабазальтовая	МБ+УК±Кр	$B_5 + B_4$	Кузнецкий, Салаирский, Северо-Тувинский пояса
	Зеленосланцевых диафторитов	Разный	B_4	Вдоль крупных разломов

* *Группа формаций:* А — *фундамента*, Б — *раннегеосинклинальные зеленосланцевые*, В — *зон «глубинных разломов» (зон Беньофа).*

** *Принятые сокращения:* метабазиты — МАБ — *андезито-базальтовые*, МБ — *прочие*, МГ — *метагаббро*; МП — *метапелиты обычные*; ПГ — *плагиогнейсы, плагиограувакковые сланцы*; ПГр — *плагиогранитогнейсы и мигматиты*; МА — *метаркозы и кислые метавулканиты*; Кр, УК — *кремнистые и углисто-кремнистые сланцы*; К, Д — *кальцитовые и доломитовые сланцы и мраморы*; Сп — *серпентиниты.*

пелиты (и особенно высокоглиноземистые породы), кварциты и т. д. — без попыток выяснить их первичное происхождение.

Первый вариант классификации метаморфических формаций, построенный на основе этих признаков, был опубликован ранее (Н. Л. Добрецов и др., 1969, 1974). Всего был выделено около 30 главных типов формаций, причем отдельно рассмотрены формации щитов и срединных массивов, формации подвижных поясов разного возраста, формации зон глубинных разломов (табл. 5.4). Детализация тектонического положения каждой формации — одна из задач будущих исследований.

Большинство формаций характеризуются также определенной металлогенией (см. табл. 5.4). Данные табл. 5.4 иллюстрируют закономерную зависимость метаморфогенных месторождений от состава и характера метаморфизма рудоносных формаций. Принципы выделения и региональная классификация метаморфогенных месторождений разобраны в специальной работе (Н. Л. Добрецов, 1974б). При выделении метаморфогенных месторождений необходимо учитывать всю совокупность контролирующих факторов — метаморфических (приуроченность к определенным зонам метаморфизма), литологических (приуроченность к толще или формации определенного состава), тектонических (связь с определенными складчатыми или разрывными структурами), геохимических (пространственная связь с определенными видами сопутствующего метасоматоза, геохимические аномалии рудных и рассеянных элементов), магматических (отсутствие пространственной и геохимической связи с конкретными магматическими формациями).

Формационные подразделения при картировании отдельных регионов могут быть более дробными и варьировать в зависимости от масштаба карты и особенностей региона. Пример этого — классификация метаморфических и

метаморфизованных формаций, использованная нами при составлении карты метаморфических формаций Алтае-Саянской области (табл. 5.5). Особенно велико разнообразие, установленное для осадочно-метаморфизованных (низкотемпературных) формаций, поскольку они относительно хорошо сохраняют признаки первичных осадочно-вулканогенных формаций и могут рассматриваться двояко: либо как метаморфические формации, образовавшиеся за счет определенных вулканогенно-осадочных формаций, либо как вулканогенно-осадочные, претерпевшие определенный тип метаморфизма.

По наличию формаций группы А (фундамента и зональные комплексы) Алтае-Саянскую область можно разделить на три зоны: северо-западную (Кузнецкий Алатау, Минуса, Салаир), где преобладают формации 1 и 4 (см. табл. 5.5); южную (Сангилен, Горный и Рудный Алтай), где преобладают формации 2 и 3, и промежуточные, где формации фундамента такого типа неизвестны. Распределение этих формаций в значительной мере определяет распределение раннегеосинклинальных формаций (5—10 в табл. 5.5). В то же время каледонско-герцинский структурный план и распределение формаций группы Г (преимущест енно каледонских) во многих случаях не соответствуют более ранней зональности.

Формации «зон глубинных разломов», из которых наиболее специфичны глаукофановые и офиолитовая, наиболее распространены по обрамлению Западного Саяна, в северо-западной Туве, в Салаире, т. е. преимущественно в зоне, где формации «фундамента» отсутствовали или, точнее, где фундаментом могли быть сами офиолиты, тектонически перемещенные в зонах крупных надвигов, которые затем оформились как «зоны глубинных разломов».

5.8. Модели регионального метаморфизма

Геологические и минералого-петрографические данные позволяют восстанавливать многие важные моменты истории формирования метаморфических комплексов, но все же в ней остается немало серьезных пробелов, которые либо невосполнимы пока из-за технических трудностей, либо эмпирический материал даже в принципе не может дать прямые ответы на соответствующие вопросы. Так или иначе, общую картину геологических процессов, приводящих к проявлению различных типов метаморфизма, приходится дорисовывать на основе умозрительных построений. Существует достаточно много попыток объяснить наблюдающиеся закономерности, и среди них немало случаев альтернативных предположений.

Основные моменты, в которых встречаются разночтения, касаются: а) источников тепла, механизмов его переноса и мощности тепловых потоков при метаморфизме; б) природы давления и соотношений величин $P_{фл}$, $P_{тв}$, $P_{лит}$; в) масштабов миграции флюида и его состава; г) масштабов «неизохимичности»; д) конкретных причин наблюдаемых корреляций метаморфизма и разнообразных геологических явлений.

Подробное обсуждение было проведено ранее (Н. Л. Добрецов и др., 1974а—в; Хлестов, 1975), частично затронуто теперь нами (см. выше). Количественные оценки, выведенные и нами и другими авторами (Файф и др., 1962), дают ответ на ряд дискуссионных вопросов и позволяют практически однозначно отвергнуть некоторые из существующих гипотез. В частности, это предположения о значительной роли тепла, выделяющегося при деформациях, при химических реакциях (окисление поднимающегося флюида и др.), а также тепла, связанного с аккумуляцией солнечной энергии на поверхности. То же можно сказать и о роли теплопереноса фронтальными флюидными потоками, о возможности прогрессивного метаморфизма при $P_{фл} < P_{лит}$.

Современные представления о природе регионального метаморфизма сводятся к следующим генетическим моделям.

Метаморфизм погружения. Предполагается, что в этом случае прогрессивная термическая эволюция пород обусловлена только накоплением осадочных (или осадочно-вулканогенных) толщ. Каждый конкретный объем породы при этом постепенно удаляется от поверхности и в силу влияния «обычных» рассеянных источников тепла нагревается. Существенного перемещения нагретых масс нет.

Такая модель метаморфизма в чистом виде приписывается многим «монофациальным» низкотемпературным комплексам разного возраста (см. табл. 5.1) и может предполагаться также для некоторых высокотемпературных толщ древнейших архейских щитов [1]. Обязательным признаком этого вида метаморфизма является

[1] Очевидно, что в доскладчатые эпохи этот метаморфизм в этой или иной степени проявлялся почти всегда, но потом мог быть затушеван.

близкое совпадение поверхностей изоград и стратиграфических границ. Температура на каждой из глубин не может превышать значений, отвечающих стационарному тепловому потоку при заданном вертикальном распределении источников тепла. Для архейских гранулитов высокие температуры можно объяснить большими глубинами, поскольку здесь фиксируются и достаточно высокие давления (до 8—11 кбар в сутамской и гонамской субфациях глубинности). Более высокая генерация радиогенного тепла 2,5—3,5 млрд. лет назад могла обусловить средний стационарный градиент порядка 30—35 град/км, необходимый для такого случая.

Теплофизические расчеты показывают, что в модели простого погружения нагревание пород происходит очень медленно и времени порядка 50 млн. лет после окончания накопления толщ еще недостаточно, чтобы распределение температур приблизилось к стационарному (Н. Л. Добрецов, Меламед, Шарапов, 1970). Для архейских комплексов этот эффект может быть компенсирован длительностью процесса, но на фанерозойских образованиях он несомненно сказывается.

Во всех случаях, когда прогрессивному метаморфизму сопутствует основной магматизм, метаморфизм погружения в чистом виде сомнителен, поскольку при этом очевидна активизация мантийных процессов, а значит логично предложить повышение глубинных теплопотоков.

«Термодинамометаморфизм» (по Винклеру) и сходные модели. Этим условным термином здесь объединяются случаи, являющиеся практически альтернативой метаморфизму погружения. Прогрессивная термальная эволюция связывается с увеличением потоков тепла из мантии. Характерная черта — более высокий вертикальный геотермический градиент. В зависимости от величины глубинного теплотока реализуются разные серии фаций по давлению (андалузит-силлиманитовый или дистен-силлиманитовый типы метаморфизма). Этапы главной складчатости и гранитное магмообразование по времени примерно параллелизуется с термальным «пиком» в коре. Интрузии и эффузии мантийных магм соответствуют более ранним эпохам.

Эти рамки очень широки и в них можно уместить большинство случаев зонального метаморфизма. Представляет интерес детализация такой модели. Один из наиболее важных вариантов, объясняющий принципиальную схему зонального метаморфизма, показан на рис. 5.2. При погружении осадков из-за их низкой теплопроводности и «стока тепла» на метаморфические реакции распределение температур отклоняется в сторону понижения по сравнению со стационарным (Н. Л. Добрецов и др., 1970). В выступах гранито-гнейсового фундамента теплопоток усиливается за счет лучшей теплопроводности и в связи с отсутствием «стока тепла» на метаморфизм и наличием конвективной составляющей в теплопереносе. Последняя первоначально могла быть обусловлена очагами подкоровой магмы (что объясняет и относительное поднятие гранито-гнейсового фундамента), а затем усиливается при появлении зоны частичного плавления (мигматитов), особенно в зоне контакта, где благодаря наличию H_2O, выделяющейся при метаморфизме, плавление начинается раньше (определенную роль может играть и подток летучих из мантийного очага магмы). Обособление анатектического расплава приводит к внедрению автохтонных гранитов, обычно вдоль контактов относительно жесткого гранито-гнейсового ядра. Эта «жесткость», отмеченная выше, наличие «смазки» из мигматитов и (или) аллохтонных гранитов и объемные эффекты при плавлении обусловливают диапи-

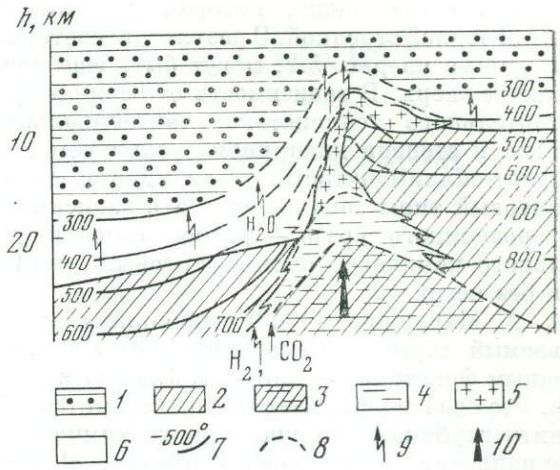


Рис. 5.2. Идеализированная схема метаморфизма погружения в осадках и зонального метаморфизма около выступа фундамента. Составил М. Л. Добрецов.

Распределение температур соответствует: слева — метаморфизму погружения со скоростью 1 км осадков за 1 млн. лет при условной $T_0 = 1200°$ С на глубине 60 км (по Н. Л. Добрецову и др., 1970); справа — теплопотоку 0,054 ккал/м² ч на глубине 30 км в двухслойной среде (Дударев и др., 1972); *3* — «сухие» мигматиты в фундаменте; *4* — «водные» мигматиты и параавтохтонные гранитоиды; *5* — аллохтонные гранитоиды; *6* — метаморфизованные осадки (с изоградами); *7* — изограды для фиксированных моделей; *8* — изограды предполагаемые с учетом конвективной составляющей в зоне контакта, с увеличением теплотока до 0,08—0,1 ккал/м² ч; *9* — направление миграции H_2O и летучих; *10* — общее поднятие

ризм той части блока, которая показана на рис. 5.2 черной стрелкой. В результате изотермы, показанные на рис. 5.2, могут быть еще более смещены вверх. В зависимости от величины дополнительного теплопотока, тангенциального сжатия и степени диапиризма реализуется андалузит-силлиманитовый или дистен-силлиманитовый типы зональности, а в зависимости от эрозионного среза — разное строение зонального комплекса (с мигматитовым «ядром» или без него).

А. А. Маракушев (1969) «дополняет» так называемый термодинамометаморфизм Винклера мощным фронтальным потоком флюида из мантии. Это связано с тем, что автор стремится объяснить глубинными причинами геохимическую специализацию отдельных структур. Дискуссионность такой концепции уже была нами показана выше (кроме того, см. Хлестов, 1975).

Одной из проблем является механизм возникновения «сверхлитостатических» давлений в тех случаях, когда минералогические барометры фиксируют высокие давления в относительно маломощных толщах. Здесь можно отметить три разных объяснения. Модель флюидного сверхдавления («автоклавная модель») дает возможность легко трактовать изотермические вариации давления от комплекса к комплексу и случаи с пестрой мозаичной картиной распределения давлений в пределах одной толщи, поскольку их можно связать с колебаниями проницаемости, водонасыщенности и скорости нагрева. «Стрессовая модель» несколько декларативна. Причины значительного стресса (порядка 1—3 кбар) проблематичны. Кроме того, возникают трудности при трактовке толщ «пестрых» по давлению (Кепежинскас, 1974). Модель «тектонического погружения» (под серию надвигов) в этом отношении также уязвима. Однако для многих других случаев с более однородным распределением давления именно она предпочтительнее (или, как минимум, очень правдоподобна), если учитывать общую тектоническую позицию толщ (например, глаукофановые пояса; Н. Л. Добрецов, 1974а).

Вряд ли имеет смысл настаивать на универсальности какой-то одной из этих моделей. Более того, напрашивается предположение о возможном комбинировании.

Модель «тектонического погружения» может иметь место не только как разновидность «термодинамометаморфизма» в указанном смысле, но и в случае, когда глубинный теплопоток существенно не меняется. Но эмпирические критерии для различения этих двух вариантов пока трудно предложить, поскольку нет никакой возможности контролировать первоначальную мощность эродированных серий надвигов.

Полиметаморфические модели подразумевают многократные проявления метаморфизма в одной толще. Едва ли не в каждом случае можно предполагать полиметаморфизм, но реально зафиксированными могут быть лишь те примеры, когда на более позднем этапе метаморфизма не на всех участках толщи температуры превысили прежние максимумы, иначе следы раннего метаморфизма полностью стираются.

Локальные наложения «термодинамометаморфизма» на «метаморфизм погружения» в принципе должны представлять заурядный случай, но критерии распознавания таких примеров не слишком просты.

Диафторез регионального масштаба упирается в источники воды. Мантийный поток, по-видимому, следует игнорировать. Принципиально возможна ситуация, когда одна и та же толща при повторном метаморфизме на нижних горизонтах имеет прогрессивную, а на верхних — регрессивную последовательность превращений (особенно, если в паузе между этапами произошел частичный размыв). При этом проблема источников воды легко решается. Повторный метаморфизм такого типа наиболее вероятен, если он вызывается более мощным теплопотоком, чем первичный.

Модели с последовательной сменой типов метаморфизма являются частным случаем полиметаморфизма. Приходится учитывать, что в одной толще могут фиксироваться лишь примеры, когда наложенным является метаморфизм с более высоким геотермическим градиентом (вертикальным и латеральным). Поэтому естественны наблюдения следующих последовательностей : глаукофансланцевый метаморфизм → → дистен-силлиманитовый (или андалузит-силлиманитовый) метаморфизм и дистен-силлиманитовый метаморфизм → андалузит-силлиманитовый метаморфизм. Указания на подобные примеры не единичны. По-видимому, такая последовательность вообще более часта.

Первичный прогрессивный метаморфизм всегда идет в более обводненной толще, чем последующий. Поэтому в первом случае имеются бóльшие возможности для проявления «автоклавного» эффекта. Однако обводненность — не единственный фактор, контролирующий давления. Поэтому соответствующая тенденция статистическая, а не детерминированная однозначно. Обобщение еще сравнительно малого числа достоверных подобных случаев до уровня закономерных «метаморфических циклов» (Судовиков и др., 1970), вероятно, не совсем оправдано.

Глава шестая

СООТНОШЕНИЕ МЕТАМОРФИЗМА И АНАТЕКСИСА («ГРАНИТИЗАЦИИ») С ГЛУБИННЫМИ СКЛАДЧАТОСТЬЮ И ДИАПИРИЗМОМ

С тектонической точки зрения наиболее важными следствиями регионального метаморфизма (Белоусов, 1975; и др.) являются, во-первых, повышение пластичности (снижение «прочности» и вязкости) метаморфизуемых пород и, во-вторых, увеличение объема этих пород (снижение плотности) вплоть до инверсии плотности. Обе причины в совокупности объясняют сложную «глубинную складчатость» («фигуры течения») и явления диапиризма, в частности гранито-гнейсовые купола.

Если первое следствие сомнения не вызывает и следует уточнить лишь некоторые детали, то второе следствие более сложное и здесь могут быть даже обратные соотношения. Поэтому рассмотрим эти эффекты отдельно.

1. Прочностные свойства пород, как свидетельствуют эксперименты и теория, находятся в сложной зависимости: а) от состава пород; б) *TP*-условий; в) наличия флюида или расплава и их свойств и г) скорости деформаций. Первые два фактора экспериментально изучены, поддаются теоретическому расчету и обычно учитываются в различных тектонических и геофизических построениях. 3-й и 4-й факторы недоучитываются по объективным и субъективным причинам. Согласно кинетической теории прочности (Журков и др., 1975) параметры «видимой» прочности (предел прочности, модуль сдвига, предельное скалывающее напряжение и др.) уменьшаются с уменьшением скорости (увеличением длительности) деформации, так что при бесконечно большой длительности «прочность» равна нулю. При обычных скоростях деформации в экспериментах и при сейсмических явлениях влияние этого фактора незначительно, что и приводит к представлениям о конечной прочности («жесткости») литосферных плит (Isacks e. a., 1972; Сорохтин, 1974; и др.). Однако при длительности напряжений (деформаций), измеряемой многими миллионами лет, этот фактор очень значителен, так что любую среду при достаточной длительности можно считать вязкой жидкостью и оценивать только изменение ее эффективной вязкости (очень неравномерной в коре при низких T).

Особую роль здесь играет соотношение $P_{общ}$ и $P_{фл}$. Повышение $P_{общ}$ вызывает «упрочнение» пород, а повышение $P_{фл}$ снижает прочность и вязкость пород. Влияние $P_{фл}$ связано как с эффектом «смазки» порового флюида на контактах зерен, так и растворяющим действием (перекристаллизацией) под воздействием флюида (Добрецов, Хлестов, 1976). При этом предлагается, что флюид состоит в основном из H_2O. При снижении X_{H_2O} (возрастании X_{CO_2}) во флюиде снижается эффект растворения. Поэтому во многих современных теоретических и экспериментальных работах (Brace e. a., 1970; Kamb, 1961) в качестве контролирующего фактора используется отношение $K = P_{H_2O} : P_{общ}$. Аналогичное влияние оказывает анатектический расплав, но здесь дополнительное значение имеет общее резкое понижение вязкости вблизи $T_{плавл}$ и увеличение массы расплава, в результате которого может произойти дезинтеграция минеральных зерен. В целом можно заключить, что при $P_{H_2O} \ll P_{общ}$ (что возможно только в приповерхностных зонах на глубинах до 2—5 км) возможно некоторое упрочнение пород с глубиной, во всех остальных случаях «прочность» с глубиной во время метаморфизма падает.

Можно наметить два интервала, где во время метаморфизма «прочность» и вязкость пород уменьшаются в наибольшей степени: 1) зона прогрессивного зеленосланцевого метаморфизма, где выделяется наибольшее количество H_2O и где может концентрироваться более «глубинная» вода, и 2) зона анатексиса (гранитизации), совпадающая, как правило, с высокотемпературной амфиболитовой фацией. Зона анатек-

сиса по смыслу аналогична астеносфере в мантии. Дополнительные значения могут иметь линзы «внедренных» расплавов или флюидов и окружающие их термальные ореолы. С этими уровнями можно ориентировочно сопоставить волноводы (слои пониженных скоростей) внутри земной коры, которые выделяются во многих районах СССР, Западной Европы, Америки (Вольвовский, 1973; Алексеев, Матвеева, 1974). В соответствии с известными соотношениями

$$V_P = \sqrt{\frac{1+2\mu}{\rho}} \simeq \sqrt{\frac{E}{\rho}}, \qquad (1)$$

$$V_S = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} \qquad (2)$$

уменьшения модуля сдвига μ или модуля упругости E вследствие снижения вязкости и прочности при постоянной плотности (или незначительном ее изменении) приводит к уменьшению скорости продольных (V_P) и особенно поперечных волн (V_S) и «эффекту волновода». Первый от поверхности волновод, кровля которого располагается на глубинах 9—14 км, можно сопоставить с зоной зеленосланцевого метаморфизма (300—500° С) или линзами «внедренных» расплавов или флюидов (при платформах и невыдержанности волновода). Второй волновод в нижней части коры (кровля на глубине более 20 км) сопоставляется с зоной анатексиса (амфиболитовой фации), или внедренного мантийного расплава («коромантийная смесь»). При неравномерных вариациях состава и водонасыщенности метаморфизуемых пород или нескольких линз расплава возможно многоэтажное строение волноводов и мантии Земли.

2. Объемные эффекты при метаморфических реакциях и их изменение с изменением условий метаморфизма проще всего оценить с помощью кривых на *P-T*-диаграммах. Главное значение при метаморфизме имеют реакции дегидратации и декарбонатизации, линии которых имеют большой положительный наклон при низких давлениях, а при давлениях свыше 2—3 кбар, как правило, выполаживаются и становятся почти параллельными оси P. Это означает, что при низких давлениях ΔV реакции, осуществляемой при нагревании, значительное за счет выделения большого объема малоплотной газообразной H_2O (или CO_2). С увеличением давления H_2O и CO_2 уплотняются, становятся жидкоподобными, и суммарный эффект реакции становится незначительным или даже отрицательным (для реакций разложения талька с форстеритом, серпентина, каолина и др.) (Н. Л. Добрецов и др., 1970, 1974). Поскольку объемный эффект реакции только в отношении твердых фаз (без учета выделения H_2O или CO_2) почти всегда отрицательный, то удаление той или иной части H_2O (CO_2) в ходе реакции может привести к нулевому или отрицательному изменению плотности метаморфизуемых пород.

Сказанное можно проиллюстрировать на примере реакции мусковита с кварцем, которая была разобрана ранее в «тектоническом» (Белоусов, 1975) и в петрологическом аспектах (В. С. Соболев и др., 1970)

$$KAl_3Si_3O_{10}(OH)_2\,(Мус) + SiO_2\,(Кв) = KAlSi_3O_8\,(КПШ) + Al_2SiO_5\,(Сил, Дис) + H_2O;$$

$$\Delta V_{реак} = V^0_{КПШ} + V^0_{Сил,\,Дис} + V^{T,P}_{H_2O} - V^0_{Мус} - V^0_{Кв}. \qquad (3)$$

В соотношении (*3*) принимается, что $\Delta V_{тв} \approx \Delta V^0_{тв}$, где V^0 — мольные объемы твердых фаз при стандартных условиях, $\Delta V_{реак} = f(T, P)$ за счет $\Delta V_{H_2O} = n \cdot V^{T,P}_{H_2O}$, где $V^{T,P}_{H_2O} = f(T, P)$, хорошо известной по справочным данным.

Далее видно, что в приведенном примере (реакция мусковита с кварцем) при низком давлении увеличение объема значительное (около 15%), но и здесь достаточно удалить 83% выделяющейся в ходе реакции H_2O, чтобы

Номер п/п	Реакция	T, °С	P, кбар	Изменение объема, *см³/моль*			$\Delta V_{реак}$, %	$\Delta V'_{H_2O}$, %
				$\Delta V^0_{тв}$	$\Delta V^{T,P}_{H_2O}$	$\Delta V_{реак}$		
1	$Мус + Кв = КПШ + Сил + H_2O$	600	2	—4,8	+29,0	+24,2	14,8	83
2	$Мус + в = КПШ + Дис + H^+O$	700	10	—10,6	+18,0	+7,4	4,5	41
3	$Цо + Дис + X_2Кв = 2А + H_2O$	440	6	+31,7	+18,0	+49,7	29,2	—
4	$Цо + Дис + X_2Кв = 2А + H_2O$	810	12	+31,7	+19,0	+50,7	29,8	—

свести объемный эффект к нулю. При высоких давлениях (10 кбар) объемный эффект незначительный, достаточно удалить $>$ 41% H_2O, чтобы он стал отрицательный. При сложном составе флюида, когда $P_{H_2} \leqslant 0{,}4P_{общ}$, объемный эффект отрицательный (т. е. происходит увеличение плотности) даже без удаления флюида, начиная с давления 8—10 кбар. $\Delta V'_{H_2O}$ — часть H_2O (в %), которую надо удалить, чтобы $\Delta V = 0$.

Следует иметь в виду еще два обстоятельства:

1) «реагирующие» минералы составляют обычно только часть породы, поэтому все реальные объемные эффекты меньше (например, если эквивалентные количества мусковита и кварца составляют 10% объема пород, то объемный эффект для случая 1 в таблице составляет 1,5%, для случая 2—0,45%); частично это компенсируется тем, что в объеме всей метаморфизуемой толщи происходит несколько реакций, объемные эффекты которых суммируются;

2) если даже суммарный ΔV значительный, то при прочих равных условиях выделившийся флюид «всплывает» быстрее, чем весь объем метаморфизуемой толщи вместе с флюидом. Теоретически, конечно, можно предположить очень низкую проницаемость и изоляцию капель флюида, но это маловероятно, так как увеличение объема (а часто и давления) флюида и его высокая растворяющая способность вызовут увеличение пористости и проницаемости толщ. Эти обстоятельства подтверждаются, в частности, при контактовом метаморфизме, где ΔV реакций дегидратации максимальные (рис. 6.1), однако деформации роговиков и их диапиризм не наблюдаются.

Подобные закономерности характерны и для большинства других реакций дегидратации и декарбонатизации. Исключение составляют реакции с высокоплотными минералами, когда наклон линии крутой и объемный эффект реакции положительный даже без учета H_2O. В качестве примера может служить реакция гидратации анортита (см. табл. и рис. 6.1). а также реакция с участием лавсонита, глаукофана, жадеита и других минералов в области умеренных температур (300—600° С) и высоких давлений ($>$ 6—8 кбар). Как видно из таблицы, для реакции гидратации анортита даже полное удаление воды не изменяет знак ΔV. Но благодаря крутому наклону линии возможно такое изменение T и P в ходе метаморфизма, что линия пересекается со стороны анортита, т. е. происходит поглощение воды и уменьшение объема. Такие случаи могут быть, например, при зеленокаменном метаморфизме базальтов с перераспределением H_2O между осадками и эффузивами.

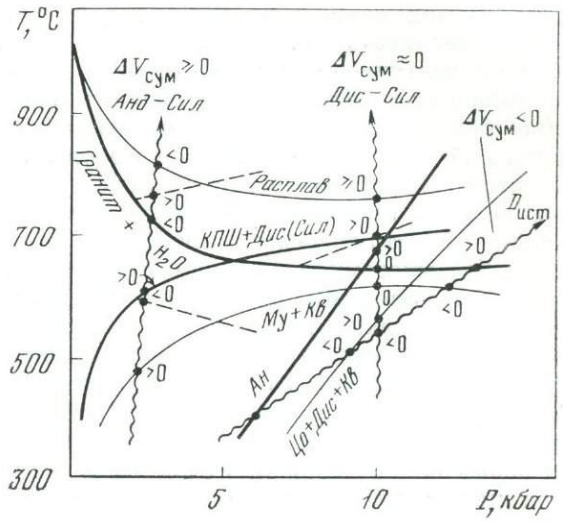


Рис. 6.1. Реакции дегидратации и плавления при $P_{H_2O} = P_{общ}$ *(жирные линии), при* $P_{H_2O} = 0{,}4\ P_{общ}$ *(тонкие линии) и при* $P_{H_2O} = \text{const}$ *(пунктир). Составил Н. Л. Добрецов*

Волнистые стрелки — изменение P и T для разных случаев регионального метаморфизма; около стрелок показаны знаки объемных эффектов при пересечении соответствующих линий *Ан* — анортит, *Анд* — андалузит, *Дис* — дистен, *Кв* — кварц, *КПШ* — калиевый полевой шпат, *Мус* — мусковит, *Сил* — силлиманит, *Цо* — цоизит

Подобные эффекты с уменьшением объема особенно значительны для пород фации глаукофановых сланцев, где не только реакции с образованием лавсонита, глаукофана и других водных минералов могут происходить с сокращением объема, но и твердофазные реакции без участия флюида (например, альбит → жадеит + + кварц) происходят со значительным возрастанием плотности пород.

Переходя к реакциям плавления, следует сразу заметить, что в присутствии водного флюида эффект этих реакций противоположен эффекту реакций дегидратации. Как видно из рисунка, реакции плавления имеют отрицательный наклон (при $P_{H_2O} = P_{общ} < 10$ кбар), т. е. плавление сопровождается уменьшением объема за счет поглощения (растворения) флюида в расплаве (хотя плавление только твердых минералов сопровождается увеличением объема). Для флюида сложного состава, где $P_{H_2O} \geqslant$ $\geqslant 0{,}5$, линия реакции плавления быстрее выполаживается или даже приобретает положительный наклон (эффект, опять противоположный эффекту реакций дегидратации). Другими словами, за исключением области низких давлений ($P_{фл} < 2{,}5$ кбар), суммарный эффект при гранитизации незначителен и при прочих рав-

ных условиях противоположен знаку эффекта реакций дегидратации.

Однако частичное плавление приводит к дифференциации, и именно обособление и «всплывание» более легкого гранитного расплава, отличного по составу от исходной породы и от «реститов» (нерасплавленных остатков), являются главной причиной гранитизации и образования гранито-гнейсовых куполов.

В любой многоминеральной среде низкотемпературная эвтектика (котектика) концентрирует низкоплавкие легкие компоненты. Поэтому гранитоидные анатектические выплавки легче исходной породы (кварц-диоритового состава) и тем более легче реститов, которые в виде «решетки» нерасплавленных кристаллов или целых блоков «тонут» в гранитном расплаве, а последний стремится всплыть и обособиться в верхней части зоны анатексиса. Это приводит в локальном масштабе к «гранитизации», т. е. кажущемуся изменению валового состава толщи с постепенными переходами от «гранито-гнейсов» (участков с высокой концентрацией расплава) к «исходной породе» (участкам с низкой концентрацией или малой подвижностью расплава). Процесс сопровождается некоторыми реакционными явлениями (при перемещении или «всплывании» маловязкого водного расплава и особенно на стадии его кристаллизации) и морфологически плохо отличается от чисто метасоматического замещения, что вызывает, по нашему мнению, длительную дискуссию о природе «гранитизации» [1]. В глобальном масштабе многократные (или длительные) процессы частичного плавления и «всплывания» кислых расплавов приводят к обособлению «гранитного» и «гранулито-базитового» слоев коры континентального типа.

Линзы гранитоидного расплава, обособившиеся в верхней части зоны анатексиса, как правило, легче перекрывающих метаморфизованных осадочных пород, которые в среднем соответствуют кварцевому диориту. В этом случае они будут «всплывать» с дальнейшей горизонтальной сегрегацией расплава и с образованием куполов. Купола могут сопровождаться диапиризмом подстилающей «промежуточной» подзоны анатексиса [2]. Это будет зависеть от состава перекрывающих пород и наиболее резко выражено при их граувакково-базальтоидном (например, на Урале), а наименее резко — при кварц-полевошпатовом или известняковом (не доломитовом) составе. На том же Урале (Кейльман, 1974) гранито-гнейсовые «купола» окаймляются параавтохтонными гранитами, которые обнаруживают интрузивные контакты с внешней зоной метаморфизованных осадков и базальтоидов и постепенные переходы во внутренней зоне «исходных» гнейсов. Аналогичный эффект диапиризма будут вызывать приподнятые блоки более лейкократового фундамента, перекрытые более тяжелыми базальтоидно-граувакковыми осадками, или надвигами «тяжелых» пород. Рост таких диапиров, вызванный инверсией плотности, будет облегчаться снижением вязкости при метаморфизме, а в ряде случаев и частичным плавлением вдоль контактов диапира, куда устремляются потоки флюида, выделяющегося при дегидратации (Н. Л. Добрецов, Хлестов, 1976).

Резюмируя все сказанное, можно заключить, что суммарные объемные эффекты в метаморфизуемой толще незначительны вследствие удаления или «всплывания» флюида, частичной или полной компенсации эффектов при дегидратации и плавлении или незначительности этих суммарных объемов при высоких давлениях. Заметное увеличение объема может быть достигнуто только в некоторых частных случаях, например на доанатектической стадии при очень низкой проницаемости пород, под «экраном» слабопроницаемых глинистых пород и кратковременности метаморфизма, при серпентинизации гипербазитов за счет воды из вмещающих пород и т. д.

Главное значение имеет все же, по нашему мнению, неоднородность по плотности, существовавшая в исходном разрезе (разные по составу пачки или свиты, разный «фундамент» и т. д.) и усилившаяся при метаморфизме или созданная вновь благодаря обособлению («всплыванию» и горизонтальному перетеканию) эвтектоидных гранитных выплавок.

Большое значение имеет неоднородность реологических свойств в толще пород разного состава и структуры, меняющаяся также в зависимости от T, P, состава флюида или расплава, скорости деформаций и т. д. Наиболее отчетливо она проявляется в различной «компетентности» пород и будинаж-структурах. Другими словами, неоднородность состава и структур (исходная или созданная при анатексисе) толщ и блоков приводит к неоднородному распределению (в частном случае к их инверсии) и реологических свойств и как следствие — неоднород-

[1] Предполагаемый региональный метасоматоз, если он имеет место, может играть только вспомогательную роль (Н.Л.Добрецов и др., 1970).

[2] Прямое внедрение анатектического расплава в верхние этажи маловероятно, так как при снижении давления расплав будет быстро кристаллизоваться В. С. Соболев и др., 1970).

ному полю напряжений и сложным деформациям, создаваемым и реализуемым внутри метаморфической толщи независимо от внешних напряжений. При региональном метаморфизме эта неоднородность усиливается, а общая прочность и вязкость снижается, что и приводит к сложной глубинной складчатости, обусловленной объемным и реологическим эффектами внутри толщи.

В заключение следует отметить, что эти суммарные эффекты заметно зависят от режима давления флюида и других факторов метаморфизма, что эмпирически проявляется в корреляции особенностей деформации с геологическими типами метаморфизма (Н. Л. Добрецов и др., 1974; Н. Л. Добрецов, Хлестов, 1976). Рассмотрим три типа метаморфизма в порядке уменьшения давления флюида.

Глаукофансланцевый тип метаморфизма (особенно пенжинский тип зональности), характерный для протяженных тектонических линеаментов и характеризующийся наиболее высокими значениями $P_{общ}$ и P_{H_2O} при низких температурах (Н. Л. Добрецов, 1974), обладает наибольшей спецификой внутренней тектоники толщ. Суммарный объемный эффект, несмотря на интенсивное выделение H_2O, может быть отрицательным, поэтому в глаукофановых толщах нередко отсутствует интенсивная деформация, метаморфические реакции имеют «псевдоморфный» характер, благодаря чему сохраняются исходные структуры и текстуры, характерны жилки и линзы с радиально-лучистым или крустификационным сложением, возникшие при метаморфической дифференциации в отсутствие сильных деформаций и т. д. (Пономарева, Н. Л. Добрецов, 1966; Н. Л. Добрецов и др., 1974). Куполовидные структуры не характерны, а при резко линейной форме поясов линейная складчатость, как правило, отсутствует.

Дистен-силлиманитовый тип (повышенные давления $P_{общ}$ и $P_{фл}$) и андалузит-силлиманитовый тип (низкие давления) отличаются только количественно. Сравнение дистен-силлиманитовых и андалузит-силлиманитовых зональных комплексов и поясов в Европе, Азии и Северной Америке (Met. map., 1973; Соболев и др., 1976; Карта метаморфизма..., 1976) показывает, что наиболее отчетливые гранито-гнейсовые купола (особенно изометричные и небольшие по размерам) характерны для андалузит-силлиманитового типа (герциниды Западной Европы, карелиды Балтийского щита и др.). В дистен-силлиманитовом типе, как на Урале, Норвегии, Аппалачах, проявляются лишь узкие вытянутые «купола», которые и куполами-то назвать трудно. Устанавливается и ряд отличий во внутренней структуре этих куполов (Глебовицкий, 1973; Нейльман, 1974; Study of Appalachian..., 1969). Эти отличия частично можно связать с большим объемным эффектом реакций дегидратации при низких давлениях, возможном, как мы отмечали, при быстром метаморфизме и низкой проницаемости (медленном удалении флюида). Однако большой объемный эффект будет компенсироваться отрицательным объемным эффектом при плавлении. Поэтому и надо искать объяснение не только в разном составе фундамента (более «гранитном» в андалузит-силлиманитовом типе), но и в разной тектонической обстановке — андалузит-силлиманитовый тип менее глубинный и, как правило, «постскладчатый» — изограды секут уже сформировавшиеся складки и надвиги.

Из этих наблюдений возможны исключения, т. е. указанные различия деформаций для разных типов метаморфизма имеют только статистический характер. Подробный теоретический анализ корреляций особенностей метаморфизма и деформаций затруднен, так как существует слишком много неопределенностей в величине и соотношении тех факторов, которые определяют деформации при метаморфизме — длительность нагревания, проницаемость, состав флюида и толщи и т. д.

Литература

Глава первая

Абдулин А. А. Геология Мугоджар. Алма-Ата, «Наука», 1973.

Атлас литолого-палеогеографических карт Русской платформы и ее геосинклинального обрамления, т. 1, 2. М. Госгеолтехиздат, 1962.

Баранов В. И., Кузьмина Л. А. Скорость отложения илов Индийского океана.— Геохимия, 1958, № 2.

Баранов В. И., Христианова Л. А. Радиоактивность океанических отложений.— В кн.: Химия земной коры, т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1963.

Барт Т. Ф. Идея о взаимоотношении осадочных и изверженных пород.— Геохимия, 1962, № 4.

Батурин Г. П. Уран в современном морском осадкообразовании. М., Атомиздат, 1975.

Белоусов В. В. Земная кора и верхняя мантия материков. М., «Наука», 1966.

Беляевский Н. А., Земная кора в пределах территории СССР. М., «Недра», 1974.

Беус А. А. Геохимия литосферы (породообразующие элементы). М., «Недра», 1972.

Ботт М. Внутреннее строение Земли. М., «Мир», 1974.

Вернадский В. И. История природных вод. Избр. соч., т. IV, книга 2. М., Изд-во АН СССР, 1960.

Виноградов А. П. Химическая эволюция Земли. М., Изд-во АН СССР, 1959.

Виноградов А. П. Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных пород земной коры.— Геохимия, 1962, № 7.

Виноградов А. П. Введение в геохимию океана. М., «Наука», 1967.

Виноградов А. П., Ярошевский А. А., Ильин Н. П. Физико-химическая модель разделения элементов в процессе дифференциации вещества мантии.— Геохимия, 1970, № 4.

Воларович М. П., Урезаев В. М., Курскеев А. К. и др. Упругие свойства и плотность горных пород при высоких давлениях до 20 кбар.— В кн.: Физические свойства горных пород при высоких термодинамических параметрах. Киев, «Наукова думка», 1971.

Галдин Н. Е. Об упругих свойствах горных пород метаморфических комплексов при высоких давлениях и температурах.— В. кн.: Физические свойства горных пород при высоких термодинамических параметрах. Киев, «Наукова думка», 1971.

Галдин Н. Е. О составе и свойствах земной коры древних щитов.— Геохимия, 1974, № 3.

Гаррелс Р. М., Маккензи Ф. Т. Эволюция осадочных пород. М., «Мир», 1974.

Гоньшакова В. И., Викторов Б. В., Цейтлин С. Г., Жирова Н. К. Особенности распределения радиоактивных элементов в платформенных базальтах и ультрабазитах.— Изв. АН СССР, Сер. геол., 1971, № 12.

Горшков Г. С. Вулканизм Курильской островной дуги. М., «Наука», 1967.

Деменицкая Р. М. Основные черты строения коры Земли по геофизическим данным. М., Гостоптехиздат, 1961.

Деменицкая Р. М. Кора и мантия Земли. М., «Недра», 1967.

Деменицкая Р. М. Кора и мантия Земли, 2-е изд. М., «Недра», 1975.

Дмитриев Л. В. Геохимия и петрология коренных пород срединных океанических хребтов. Автореф. на соискание учен. степени докт. геол.-мин. наук. М., 1973 (ГЕОХИ АН СССР им. Вернадского).

Дэли Р. О. Изверженные породы и глубины Земли. М.— Л., ОНТИ, 1936.

Зверев В. П., Ильин, В. А., Кононов В. И., Макаренко Ф. А. Особенности миграции подземных вод и их круговорот.— Труды ИГН АН СССР, 1974, вып. 261.

Зверев С. М., Ковылин В. М., Удинцев Г. Б. Мощности донных отложений в океане.— В кн.: Современные осадки морей и океанов. М., Изд-во АН СССР, 1961.

Золотарев Б. П., Кравченко С. М., Соболев С. Ф. О корреляции содержаний K и U в четвертичных базальтоидах Большой Курильской островной дуги.— В кн.: Петрология и металлогения базитов. М., «Наука», 1973.

Канищев А. Д., Менакер Г. И. Химическое строение земной коры Центрального и Восточного Забайкалья.— Геохимия, 1971, № 1.

Косминская И. П. Строение земной коры по сейсмическим данным.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1958, т. 33, вып. 4.

Кравченко С. М., Зайцев Е. И., Золотарев Б. П. и др., Уран и торий в дифференцированных базальтовых сериях Дальнего Востока, Сибири, Урала и Малого Кавказа.— В кн.: Радиоактивные элементы в горных породах. Новосибирск, «Наука», 1975.

Кропоткин П. Н. Современные геофизические данные о строении Земли и проблема происхождения базальтовой и гранитной магм.— В кн.: Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. М., Изд-во АН СССР, 1955.

Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. М., «Недра», 1964.

Кулиш Е. А. Литология высокоглиноземистых метаморфических пород нижнего архея Алданского щита. Автореф. на соискание учен. степени докт. геол.-мин. наук. М., 1972 (ВИМС).

Кутолин В. А. Проблемы петрохимии и петрологии базальтов. Новосибирск, «Наука», 1972.

Лебедев Т. С., Корниец Д. В. Упругие свойства изверженных и метаморфических пород Украинского щита при высоких гидростатических давлениях.— В кн.: Физические свойства горных пород при высоких термодинамических параметрах. Киев, «Наукова думка», 1971.

Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Об основных проблемах петрогенезиса.— Изв. СПб., политехн. ин-та, 1910, т. 14, вып. 1 (Избр. тр., т. I. М.— Л., Изд-во АН СССР, 1949).

Леонова Л. Л., Удальцова Н. И. Геохимия урана и тория в вулканическом процессе на примере Курило-Камчатской зоны. Новосибирск, «Наука», 1974.

Лисицын А. Л., Лукашин В. Н. Матер. II Всесоюз. школы по морской геологии. Калининград, 1975.

Лутц Б. Г. Петрология глубинных зон континентальной коры и верхней мантии. М., «Наука», 1974.

Лутц Б. Г. Химический состав континентальной коры и верхней мантии Земли. М., «Наука», 1975.

Любимова Е. А. Термика Земли и Луны. М., «Наука», 1968.

Малеев Е. Ф. Эволюция вулканизма и характер продуктов извержений.— В кн.: Эволюция вулканизма в истории Земли. Владивосток, 1974.

Никольский А. П. О некоторых вопросах генезиса гидротермальных месторождений.— Сов. геол., 1956, № 43.

Ножкин А. Д., Дучков А. Д. Радиогенное тепловыделение в земной коре Енисейского кряжа.— В кн.: Радиоактивные элементы в геологических процессах (тезисы докладов). Душанбе, 1975.

Пачаджанов Д. Н. Геохимия редких элементов в меловых красноцветных отложениях Таджикской депрессии и их индикаторные свойства в палеореконструкциях. Автореф. дис. на соискание учен. степени докт. геол.-мин. наук, 1975 (ГЕОХИ АН СССР).

Полдерварт А. Химия земной коры.— В кн.: Земная кора. М., ИЛ, 1957.

Рехарский В. И., Крутецкая О. В. Уран в породах юго-западных отрогов Северного Тянь-Шаня.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1961, № 7.

Рингвуд А. Э., Грин Д. Х. Экспериментальное изучение перехода габбро-эклогит и некоторые геофизические выводы.— В кн.: Петрология верхней мантии. М., «Мир», 1968.

Розен О. М., Серых В. Н. Геохимический аспект проблемы гранитообразования.— Труды Междунар. геохим. конгр., т. 3, кн. 2. М., ВИНИТИ, 1972.

Романкевич Е. А. Геохимия органического вещества в океане. Автореф. дис. на соискание учен. степени докт. геол.-мин. наук, 1975 (МГУ).

Ронов А. Б. История осадконакопления и колебательных движений Европейской части СССР (по данным объемного метода).— Труды Геофиз. ин-та АН СССР, 1949, № 3 (130).

Ронов А. Б. Общие тенденции в эволюции состава земной коры, океана и атмосферы.— Геохимия, 1964, № 8.

Ронов А. Б. Карбонатонакопление, развитие жизни и вулканизм.— Геохимия, 1976, № 1.

Ронов А. Б., Гирин Ю. П., Ермишкина А. И. и др. Геохимия фтора в осадочном цикле.— Геохимия, 1974, № 11.

Ронов А. Б., Гирин Ю. П., Казаков Г. А., Илюхин М. П. Сравнительная геохимия геосинклинальных и платформенных осадочных толщ.— Геохимия, 1965, № 8.

Ронов А. Б., Гирин Ю. П., Казаков Г. А., Илюхин М. П. Осадочная дифференциация в платформенных и геосинклинальных бассейнах.— Геохимия, 1966, № 7.

Ронов А. Б., Гриненко В. А., Гирин Ю. П., Савина Л. И. и др. Влияние тектонического режима на концентрацию и изотопный состав серы в осадочных породах.— Геохимия, 1974, № 12.

Ронов А. Б., Мигдисов А. А. Эволюция химического состава пород щитов и осадочного покрова Русской и Северо-Американской платформ.— Геохимия, 1970, № 4.

Ронов А. Б., Михайловская М. С., Солодкова И. И. Эволюция химического и минералогического состава песчаных пород.— В кн.: Химия земной коры, т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1963.

Ронов А. Б., Сеславинский К. Б., Хаин В. Е. Кембрийские литологические формации мира.— Сов. геол., 1974, № 12.

Ронов А. Б., Хаин В. Е. Девонские литологические формации мира.— Сов. геол., 1954, № 41.

Ронов А. Б., Хаин В. Е. Каменноугольные литологические формации мира.— Сов. геол., 1955, № 48.

Ронов А. Б., Хаин В. Е. Пермские литологические формации мира.— Сов. геол., 1956, № 54.

Ронов А. Б., Хаин В. Е. Триасовые литологические формации мира.— Сов. геол., 1961, № 1.

Ронов А. Б., Хаин В. Е. Юрские литологические формации мира.— Сов. геол., 1962, № 1.

Ронов А. Б., Хаин В. Е., Болуховский А. Н. Палеогеновые литологические формации мира.— Сов. геол. 1978, № 1.

Ронов А. Б., Хаин В. Е., Сеславинский К. Б. Ордовикские литологические формации мира.— Сов. геол., 1976, № 1.

Ронов А. Б., Хаин В. Е., Сеславинский К. Б. Силурийские литологические формации мира.— Сов. геол., 1977, № 5.

Ронов А. Б., Ярошевский А. А. Химическое строение земной коры.— Геохимия, 1967, № 11.

Салтыков В. Ф., Рихтер Я. А. Сравнительный анализ поведения радиоактивных элементов в магматических формациях Южного Урала.— В кн.: Радиоактивные элементы в горных породах. Новосибирск, «Наука», 1975.

Семененко Н. П., Бойко, В. Л., Бордунов И. Н. и др. Геология осадочно-вулканогенных формаций Украинского щита (центральная часть). Киев, «Наукова думка», 1967.

Смыслов А. А. Уран и торий в земной коре. Л., «Недра», 1974.

Смыслов А. А. Уран и торий в земной коре. Л., «Недра», 1974.

Соловьев С. П. Распределение магматических горных пород СССР. М., Госгеолтехиздат, 1952.

Соловьев С. П. Химизм магматических горных пород и некоторые вопросы петрохимии. Л., «Наука», 1970.

Справочник физических констант горных пород. Ред. С. П. Кларк. М., «Мир», 1969.

Страхов Н. М. Этапы эволюции внешних геосфер и осадочного породообразования в истории Земли.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1962, № 12.

Тектоническая карта нефтегазоносных областей СССР, масштаб 1 : 2 500 000. Ред. Л. Г. Розанов. М., ВАГТ МГ СССР, 1970.

Тектоническая карта СССР, масштаб 1 : 10 000 000. Ред. А. А. Богданов. М., Главное управление геодезии и картографии МГ СССР, 1961.

Тугаринов А. И., Войткевич Г. В. Докембрийская геохронология материков. 2-е изд. М., «Недра», 1970.

Тужикова В. И. Стратиграфия триасовых отложений Урала. Автореф. дис. на соискание учен. степени докт. геол.-мин. наук, 1973 (Ин-т геол. и геох. УНЦ АН СССР).

Удинцев Г. Б., Чернышева В. И. Породы верхней мантии Земли из рифтовой зоны Индийского океана. Тезисы докл. 2-го Междунар. океанолог. конгр. М., «Наука», 1966.

Устиев Е. К. Проблемы вулканизма—плутонизма. Вулкано-плутонические формации.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1963, № 12.

Устиев Е. К. О составе родоначальных магм на примере меловых и палеогеновых формаций Охотского вулканического пояса.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1965, № 3.

Физико-географический атлас мира. М., Главное управление геодезии и картографии, 1964.

Хаин В. Е., Левин Л. Э., Тулиани Л. И. Объем осадочной толщи и прогнозные запасы углеводородов в системе впадин Мирового океана.— Докл. АН СССР, 1971, т. 200, № 5.

Хаин В. Е., Ронов А. Б., Балуховский А. Н. Меловые литологические формации мира.— Сов. геол., 1975, № 11.

Хаин В. Е., Ронов А. Б., Балуховский А. Н. Неогеновые литологические формации мира.— Сов. геол., 1978, № 12.

Энгель А. Е. Дж., Энгель Ц. Г. Горные породы ложа океана.— В кн.: Основные проблемы океанологии. М., «Наука», 1968.

Anhaeusser R., Mason R., Viljonen M., Viljonen R. A reapraisal of some aspects of Precambrian shield geology.— Bull. Geol. Soc. America, 1969, v. 80, N 11.

Christensen N. J., Fountain D. M. Constitution of the lower continental crust based on experimental studies of seismic velocities in granulite— Bull. Geol. Soc. America, 1975, v, 86, № 2.

Clarke F. Data of geochemistry.— U. S. Geol. Surv. Bull, 1924, N 770.

Closs H. Explosion seismic studies in Western Europe. The Earth's crust and upper mantle.— Amer. Geophys. Union, Geophys. Monogr., 13, 1969.

Condie K. C., Suansieng S. Petrology and geochemistry of the Duzel (Ordovician) and Gazelle (Silurian) formations, Northern California.— J. Sediment. and Petrol., 1971, v. 41, N 3.

Eade K. E., Fahrig W. F. Geochemical evolutionary trends of continental plates — a preliminary study of the Canadian shield.— Geol. Surv. Canada, Bull. 179, 1971.

El Wakeel S. K., Riley J. P. Chemical and mineralogical studies of deep-sea sediments.— Geochim. et cosmochim. acta, 1961, v. 25.

Emery K. O. Continental margins of the world.— In: Geology of the East Atlantic continental margin. Cambridge, 1970.

Engel A. E. J., Engel C. G. Continental accretion and the evolution of North America.— In: Advancing frontiers in geology and geophysics (A volume in honour of M. S. Krishan). Hyderabad, Indian Geophys. Union, 1964.

Engel A. E. J., Engel C. G., Havens R. G. Chemical caracteristics of oceanic basalts and the upper mantle.— Bull. Geol. Soc. America, 1965, v. 76, N 7.

Engel A. E. J., Itson S. P., Engel C. G., Strickney D. M. Cristal evolution and global tectonics: a petrological view.— Bull. Geol. Soc. America, 1974, v. 85, N 6.

Ewing M., Carpenter G., Windisch Ch., Ewing J. Sediment distribution in the oceans: the Atlantic.— Bull. Geol. Soc. America, 1973, v. 84, N 1.

Glickson A. Y. Early Precambrian evidence of a primitive ocean crust and island nuclei of sodic granite.— Bull. Geol. Soc. America, 1972, v. 83, N 11.

Goldschmidt V. M. Grundlagen der quantitativen Geochemie.— Fortschr. Min. Krist. Petrogr., 1933, Bd. XVII.

Goodwin A. M., Ambrose J. W., Agers L. D. e. a. The Superior province.— In: Variations in tectonic style in Canada. R. A. Price, R. J. Douglas (Eds). 1972.

Hashizume M., Oike K., Asano S. e. a. Crustal structure in the profile [across the north-eastern part of Honshu, Japan, as derived from explosion seismic observations, pt 2.— Bull. Earthquake Res. Inst., 1968, v. 46.

Heier K. S. Thoresen K. Geochemistry of high grade metamorphic rocks, North Norway.— Geochim. et cosmochim. acta, 1971, v. 35, N 1.

Hirst D. M., Kaye M. J. Factors controlling the mineralogy and chemistry of an Upper Visean sedimentary sequence from Rockshope, county Durham.— Chem. Geol., 1971, v. 8, N 1.

Holland J. G., Lambert R. St. J. Major element chemical composition of shields and the continental crust.— Geochim. et cosmochim. acta, 1972, v. 36, N 6.

Hyndman R. D., Lambert B., Heier K. S. e. a. Heat flow and surface radioactivity measurements in the Precambrian shield of Western Australia.— Phys. Earth Planet Interior., 1968, v. 1, N 1.

James D. E. Andean crustal and upper mantle structure.— J. Geophys. Res., 1971, v. 76, N 14.

Kean B. F., Strong D. F. Geochemical evolution of an Ordovician island arc of the Central Newfoundland.— Amer. J. Sci., 1975, v. 275, N 2.

King Ph. B. Tectonic map of North America, sclae 1 : 5 000 000.— U. S. Geol. Surv., Wash., 1969.

Kuenen P. H. Geochemical calculations concerning the total mass of sediments in the Earth.— Amer. J. Sci., 1941, v. 239, N 2.

Kuenen P. H. Marine geology. New York, 1950.

Kukal Z. Origin development and chemical classification of Early Paleozoic sandstones of Central Bohemia.— Proceedings XXIII Sess. Intern. Geol. Congr., 1968, Section 8, Praga, Academia.

Lambert I. B., Heier K. S. Geochemical investigations of deepseated rocks in the Australian shield.— Lithos., 1968, v. 1, N 1.

Mead W. J. Redistribution of elements in the formation of sedimentary rocks.— J. Geol., 1907, v. 15, N 2.

Nockolds S. R. Average chemical compositions of some igneous rocks.— Bull. Geol. Soc. America, 1954, v. 65, N 10.

Pariser C., Robinson R. Composition of the continental crust as estimated from seismic observations.— In: The earth beneath the continents.— Amer. Geophys. Union. Geophys. Monogr. 10, 1967.

Ronov A. B., Yaroshevsky A. A. [Ронов А. Б., Ярошевский А. А.]. Chemical composition of the Earth's crust.— In: The Earth's crust and upper mantle.— Amer. Geophys. Union, Geophys. Monogr. 13, 1969.

Rubey W. W. Geologic history of sea water. An attempt to state the problem.— Bull. Soc. America, 1951, v. 62, N 9.

Schwab F. L. J., Sediment. Petrology, 1971, v. 41, N 4.

Shaw D. M., Peilly G. A., Miysson J. R. e. a. An estimate of the chemical composition of the Canadian Precambrian shield.— Canad. J. Earth Sci., 1967, v, 4, N 5.

Smithson S. B., Decker E. R. Earth Planet. Sci. Letters, 1974, v. 22, N 5.

Stewart F. H. Marine evaporites.— U. S. Geol. Surv. Profess. Paper, 1963, 440—Y.

Stewart J. H. Initial deposits in the Cordilleran geosyncline: evidence of a Late Precambrian (850 m. y.) continental separation.— Bull. Geol. Soc. America, 1972, v. 83, N 5.

Tatsumoto M., Hedge C. E., Engel A. E. J. Potassium rubidium, strontium, thorium, uranium and ratio of strontium 87 to strontium 86 in oceanic tholeritic basalts.— Science, 1965, v. 150, N 3698.

Taylor S. R. Abundance of chemical elements in the continental crust: a new table.— Geochim. et cosmochim. acta, 1964, v. 28, N 8.

Tectonic map of Australia and New Guinea, sclae 1 : 5 000 000. Australia Geologic Soc. Sidney, 1971.

Viljoen R. P., Viljoen M. J. Evidence for the composition of the primitive mantle and its products of partial melting from a study of the rocks of the Barberton Mountain Land.— Geol. Soc. S. Africa, Spec. Publ. 1969, N 2.

Глава вторая

Белоусов В. В. Взаимоотношение между корой и верхней мантией Земли.— В кн.: Земная кора и верхняя мантия. М., «Мир», 1972.

Бобриевич А. П., Илупин И. П., Козлов И. Т. и др. Петрография и минералогия кимберлитовых пород Якутии. М., «Недра», 1964.

Бобриевич А. П., Смирнов Г. И., Соболев В. С. Ксенолит эклогита с алмазами.— Докл. АН СССР, 1959, т. 126, № 3.

Виноградов А. П. Метеориты и земная кора.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1959, № 10.

Глазунов О. М., Корнаков Ю. Н. Гипербазиты и химический состав верхней мантии складчатого обрамления юга Сибирской платформы.— Геохимия, 1973, № 5.

Глубинные ксенолиты и верхняя мантия. Новосибирск, «Наука», 1975.

Дмитриев Л. В. Петрология и геохимия срединных океанических хребтов. Автореф. дис. на соискание учен. степени докт. геол.-мин. наук, 1973 (ГЕОХИ АН СССР).

Дмитриев Л. В., Уханов А. В., Шараськин А. Я. К вопросу о составе вещества верхней мантии.— Геохимия, 197, № 10.

Киркинский В. А. О минералогии основных химических компонентов мантии Земли.— Геохимия, 1967, № 1.

Кутолин В. А., Фролова В. М. Пироксениты в верхней мантии.— Геол. и геофиз., 1974, № 2.

Лутц Б. Г. Химический состав континентальной коры и верхней мантии Земли. М., «Наука», 1975.

Максимович З. Геохимия альпинотипных ультраосновных пород Югославии. Доклады 1 Международного геохимического конгресса, т. 1. М., ВИНИТИ, 1972.

Малахов И. А. Петрохимия ультрабазитов Урала.— Труды ИГГ УФАН СССР. Свердловск, вып. 7, 1966.

Малиновский И. Ю., Дорошев А. М. Устойчивость гранатов ряда пироп — кнорринтит в области T = = 1000—1500° С и Р = 20—50 кбар.— В кн.: Экспериментальные исследования по минералогии (1973—1974 гг.). Новосибирск, «Наука», 1975.

Мейсон Б. Основы геохимии. М., «Недра», 1971.

Пинус Г. В., Колесник Ю. Н. Альпинотипные гипербазиты юга Сибири. М., «Наука», 1966.

Пинус Г. В., Велинский В. В., Леснов Ф. П. и др. Альпинотипные гипербазиты Анадырско-Корякской складчатой системы. Новосибирск, «Наука», 1974.

Пономаренко А. И., Соболев Н. В., Похиленко Н. П. и др. Алмазоносный гроспилит и алмазоносные дистеновые эклогиты из кимберлитовой трубки «Удачная».— Докл. АН СССР, 1976, т. 226, № 4.

Соболев В. С. Проблема синтеза минералов на сессии Международной минералогической ассоциации.— В кн.: Проблемы геологии на XXI сессии МГК. М., Изд-во АН СССР, 1963.

Соболев В. С., Най Б. С., Соболев Н. В. и др. Ксенолиты алмазоносных пироповых серпентинитов из трубки «Айхал».— Докл. АН СССР, 1969, т. 188, № 5.

Соболев В. С., Соболев Н. В. Ксенолиты в кимберлитах северной Якутии и вопросы строения мантии Земли.— Докл. АН СССР, 1964, т. 158, № 1.

Соболев В. С., Соболев Н. В. О хроме и хромсодержащих минералах в глубинных ксенолитах кимберлитовых трубок.— Геол. рудн. месторожд., 1967, т. 9, № 2.

Соболев В. С., Добрецов Н. Л., Соболев Н. В. Классификация глубинных ксенолитов и типы верхней мантии.— Геол. и геофиз., 1972, № 12.

Соболев В. С., Соболев Н. В., Лаврентьев Ю. Г. Включения в алмазе из алмазоносного эклогита.— Докл. АН СССР, 1972, т. 207, № 1.

Соболев Н. В. Глубинные включения в кимберлитах и проблема состава верхней мантии. Новосибирск, «Наука», 1974.

Соболев Н. В., Ефимова Э. С., Коптиль В. И. и др. Включения коэсита, граната и омфацита в якутских алмазах — первая находка парагенезиса коэсита.— Докл. АН СССР, 1956, т. 230, № 6.

Соболев Н. В., Лаврентьев Ю. Г., Поспелова Л. Н. Особенности содержания элементов-примесей в минералах ксенолитов из кимберлитовых трубок как критерий их глубинности. Тезисы Международного геохимического конгресса. М., 1971.

Соболев Н. В., Кузнецова И. К. Минералогия алмазоносных эклогитов.— Докл. АН СССР, 1966, т. 167, № 6.

Соболев С. Ф. Состав базит-гипербазитовой магмы зоны главного разлома Урала.— Материалы IV Всесоюз. петрогр. совещ. Баку, Изд-во АН АзССР, 1969.

Соболев С. Ф., Золотарев Б. П. Геохимия пород верхней мантии и некоторых ее производных.— В кн.: Физические свойства, состав и строение верхней мантии. М., «Наука», 1974.

Уханов А. В. Верхняя мантия на северо-востоке Сибирской платформы (реконструкция по ксенолитам в кимберлитовой трубке). — Геохимия, 1976, № 9.

Уханов А. В., Малышева Т. В. Прогревание ультраосновных ксенолитов в кимберлитовой магме (по данным Мессбауэровских спектров Fe^{57} в ортопироксенах).— Геохимия, 1973, № 10.

Харькив А. Д. Минералого-геохимические особенности включений мантийных пород в кимберлитах Якутии и их связь с алмазоносностью.— Геохимия, 1976, № 7.

Шейнманн Ю. М. Очерки глубинной геологии. М., «Недра», 1968.

Щербаков Ю. Г. К расчету глубинных зон Земли.— Докл. АН СССР, 1968, т. 183, № 6.

Akella J. Solubility of Al_2O_3 in orthopyroxene co-existing with garnet and clinopyroxene for compositions on the diopside-pyrope join in the system $CaSiO_3$—$MgSiO_3$—Al_2O_3.— Carnegie Inst. Wash. Year Book, 1974, 73.

Andersen D. L. Phase change in the Upper Mantle.— Science, 1967, v.157, N 3793.

Bonney T. G. The parent rock of the diamond in South Africa.— Geol. Mag., 1899, v. 6.

Boullier A. M., Nicolas A. Classification of textures and fabrics of periodotite xenoliths from South African kimberlites.— Phys. Chem. Earth, 1954, v 9.

Boyd F. R. Garnet peridotites and the system $CaSiO_3$—$MgSiO_3$—Al_2O_3.— Miner. Soc. Amer. Spec. Pap., 1970, N 3.

Boyd F. R. The piroxene geotherm.— Geochim. et cosmochim. acta, 1973, v. 37, N 12.

Boyd F. R., Nixon P. H. Origin of the ultramafic nodules from some kimberlites of Northern Lesotho and the Monastery mine, South Africa.— Phys. Chem. Earth, 1975, v. 9.

Boyd F. R., Nixon P. H. Structure of the upper mantle beneath Lesotho.— Carnegie Inst. Wash. Year Book, 72, 1973.

Boyd F. R., Schairer J. F. The system $MgSiO_3$—$CaMgSi_2O_6$.— J. Petrol., 1964, v. 5.

Davis B. T. C., Boyd F. R. The join $Mg_2Si_2O_6$ — $CaMgSi_2O_6$ at 30 kilobars pressure and its application to pyroxenes from kimberlites.— J. Geophys. Res., 1966, v. 71, N 14.

Dawson J. B., Smith J. V. Occurence of diamond in a micacarnet lherzolite xenolith from kimberlite.— Nature, 1975, v. 254, N 5501.

Eggler D. H., McCallum M. E. Xenoliths in diatremes of the Western United States.— Carnegie Inst. Wash. Year Book, 1974, 73.

Giardini A. A., Hurst V. J., Melton S. E., Stormer J. C. Biotite as a primary inclusion in diamond: its nature and significance.— Amer. Mineralogist, 1974, v. 59, N 7—8.

Green G. H. High temperature peridotite intrusion.— In: Ultramaphic and related rocks. P. Y. Wyllie (Ed.). New York — London, 1967.

Green D. H., Ringwood A. E. Mineral assemblages in a model mantle composition.— J. Geophys. Res., 1963, v. 68, p. 937, N 5.

Green D. H., Ringwood A. R. Mineralogy of peridotite composition under upper mantle condition.— Phys. Earth and Planet. Interiors, 1970, v. 3.

Harris P. G., Reay A., White J. G. Chemical composition of the upper mantle.— J. Geophys. Res., 1967, v. 72, N 24.

Hutchison R., Paul D. K., Harris P. G. Chemical composition of the upper mantle.— Mineral. Mag., 1970, v. 37, N 290.

Irving A. J. Pyroxene-rich ultramafic xenoliths in the newer basalts of Victoria, Australia.— Neues Jahrb. Miner. Anhandl., 1974, v. 120, N 2.

Jackson E. D., Thayer T. P. Some criteria for distinguishing between stratiform, concentric and alpine peridotite-type complexes.— 24th IGC, sec. 2, Montreal, 1972.

Jackson E. D., Wright T. L. Xenolites in Honolulu volcanic series Hawaii.— J. Petrol., 1970, v. 11, N 2.

Kuno H., Aoki K. J. Chemistry of ultramafic nodules and their bearing on the origin of basaltic magmas.— Phys. Earth and Planet. Interiors, 1970, v. 3, Special vol.

Lesotho Kimberlites, P. H. Nixon ed., Lesotho National Development Corporation, Maseru, Lesotho, 1973.

McGregor J. D. The system MgO—Al_2O_3—SiO_2: solubility of Al_2O_3 in enstatite for spinel and garnet peridotite compositions.— Amer. Mineralogist, 1944, v. 59, N 1—2.

McGregor J. D. Petrologic and thermal structure of the Upper Mantle beneath South Africa in the Gretaceous.— Phys. Chem. Earth, 1975, v. 9.

Melton C. E., Giardini A. A. The composition and significance of gaseous inclusions in natural diamonds from Africa and Brazil.— Amer. Mineralogist, 1974, v. 59, N 7—8.

Meyer H. O. A., Boyd F. R. Composition and origin of crystalline inclusions in natural diamonds.— Geochim. et cosmochim. acta, 1972, v. 36.

Meyer H. O. A., Svisero D. P. Mineral inclusions in Brazilian diamonds.— Phys. Chem. Earth, 1975, v 9.

Mori T., Green D. H. Pyroxenes in the system $Mg_2Si_2O_6$—$CaMgSi_2O_6$ at high pressure.— Earth and Planet. Sci. Lett., 1975, v. 26, N 3.

Nehru C. E., Wyllie P. Electrone microprobe measurement of pyroxenes coexisting with H_2O— undersaturated liquid in the join $CaMgSi_2O_6$ —$Mg_2Si_2O_6$—H_2O at 30 kilobars with applications to geothermometry.— Contrib. Mineral. and Petrol., 1972, v. 48, N 3.

Nicolas A., Jackson E. D. Repartition en deux provinces ges peridotites des chaines alpines longeant La Mediterranee: Implication geotectoniques.— Bull. Suisse miner. petrogr., 1972, v. 52, N 3.

Prinz M., Manson D. V., Hlava P. F., Keil K. Inclusions in diamonds: garnet lherzolite and eclogite assemblages.— Phys. Chem. Earth, 1975, v. 9, N 71, 85.

Research Group of peridotite intrusions. 167, Ultramafic rocks in Japan.— J. Geol. Soc. Japan, 1973, v. 73.

Ringwood A. E. The chemical composition and origin of the Earth.— In: Advances in Earth Sciences. P. M. Harley (Ed.). MIT Press. Cambr. Mass., 1966.

Ringwood A. E. Phase transformations and the constitution of the mantle.— Phys. Earth and Planet. Interiors, 1970, v. 3. Special vol.

Ringwood A. E., Major A. The system Mg_2SiO_4—Fe_2SiO_4 at high pressures and themperatures. Phys. Earth and Planet. Interiors, 1970, v. 3. Special vol.

Seifert F., Langer K. Stability relations of Cr-kyanite at high PT.— Contrib. Mineral. Petrol., 1970, v. 28, N 1.

Sobolev N. V. [Соболев Н. В.]. Peridotites with chromium-rich garnets and diamond-bearing eclogites as the most deepseated xenoliths in kimberlites.— Volume of Abstr. Symposium on Volcanoes and their Roots. Oxford, England, 1969.

Sobolev N. V., Lavrentiev Yu. G., Pokhilenko N. P., Usova L. V. [Соболев Н. В., Лаврентьев Ю. Г., Похиленко Н. П., Усова Л. В.]. Chrome-rich garnets from the kimberlites of Yakutia and their parageneses.— Contrib. Mineral. Petrol., 1973, v. 40, N 1.

Suito K. Phase transformations of pure $MgSiO_3$ into a spinel structure under high pressures and themperatures.— J. Phys. Earth, 1972, v. 20, N 2.

Wyllie P. Ultramafic rocks and upper mantle.— Miner. Soc. Amer. Spec. Pap., 1970, N 3.

Wood B. J., Banno S. Garnet-orthopyroxene and orthopyroxene — clinopyroxene relationships in simple and complex systems.— Contrib. Mineral. Petrol., 1973, v. 42, N 2.

Глава третья

Барсуков В. Л., Дмитриев В. Л. О роли мантийных источников рудного вещества в формировании и размещении некоторых месторождений полезных ископаемых.— Геол. рудн. месторожд., 1975, № 4.

Башарина Л. А. Эксгаляции кислых лав вулкана Безымянного.— В кн.: Современный вулканизм Северо-Восточной Сибири. Изд-во СО АН СССР, 1964.

Белоусов В. В. Зеленая кора и верхняя мантия океанов. М., «Наука», 1968.

Бершов Л. В. Атомарный водород и метан в некоторых природных минералах.— Геохимия, 1970, № 10.

Виноградов В. П. Химическая эволюция Земли. М., Изд-во АН СССР, 1959.

Войткевич Г. В., Мирошников А. Е., Поваренных А. С., Прохоров В. Г. Краткий справочник по геохимии. М., «Недра» 1970.

Волков В. П., Рузайкин Г. И. Математическое моделирование газовых равновесий в вулканическом процессе. М., «Наука», 1974.

Глубинные ксенолиты и верхняя мантия. Новосибирск, «Наука», 1975.

Добрецов Н. Л., Ревердатто В. В., Соболев В. С. и др. Фации метаморфизма. М., «Недра», 1970.

Жданов В. В. Магматизм зон базификации материковой земной коры.— В кн.: Магматизм, формации кристаллических пород и глубины Земли. М., «Наука», 1972.

Ито К., Кеннеди Дж. К. Экспериментальное изучение перехода базальт—гранатовый гранулит—эклогит.— Геохимия, 1972, № 4.

Кадик А. А., Остапенко Г. Т., Френкель М. Я. Давление паров воды при кристаллизации магм в камере постоянного объема.— Геохимия, 1975, № 6.

Кучер М. И. Диффузия азота в микроклине.— Геохимия, 1972, № 6.

Лихтман В. И., Ребиндер П. А., Карпенко Г. В. Влияние поверхностно-активной среды на процессы деформации металлов. М., Изд-во АН СССР, 1954.

Маракушев А. А. Термодинамическая основа образования парагенезисов химических элементов.— В кн.: Очерки физико-химической петрологии, т. 5. М., «Наука», 1975.

Маракушев А. А., Перчук Л. Л. Происхождение и эволюция трансмагматических и метаморфических флюидов.— В кн.: Международный геохимический конгресс. М., 1971.

Маракушев А. А., Перчук Л. Л. Термодинамическая модель флюидного режима Земли.— В кн.: Очерки физико-химической петрологии, т. 4. М., «Наука», 1974.

Мельник Ю. П. Термодинамические константы для анализа условий образования железных руд. Киев, «Наукова думка», 1972.

Мэйсон Б. Метеориты. М., «Мир», 1965.

Мюллер В., Блэкледж Д., Либовиц Дж. Гидриды металлов. М., Атомиздат, 1973.

Перчук Л. Л. Термодинамический режим глубинного петрогенеза. М., «Наука», 1973.

Петерсилье И. А. Геология и геохимия природных газов и дисперсных битумов некоторых геологических формаций Кольского полуострова. М., «Наука», 1964.

Развозжаева Э. А., Петров Б. В. 1971. Об органическом веществе в метаморфических породах Патомского нагорья.— Ежегодник Сибирского института геохимии за 1970 г. Иркутск, 1971.

Рыженко Б. Н., Малинин С. Д. К вопросу о выполнении «правила летучести» в системах CO_2—H_2O, CO_2—CH_4, CO_2—H_2.— Геохимия, 1971, № 8.

Смирнов В. И. Зоны Беньофа и магматогенное рудообразование.— Геология рудных месторождений, 1974, № 1.

Смирнов В. И. Геолого-исторические проблемы источников минерального вещества эндогенных рудных месторождений.— Геология рудных месторождений, 1975, № 4.

Соболев В. С., Соболев Н. В. Ксенолиты в кимберлитах Северной Якутии и вопросы строения мантии Земли.— Докл. АН СССР, 1964, т. 158, № 1.

Соболев В. С., Добрецов Н. А., Соболев Н. В. Классификация глубинных ксенолитов и типы верхней мантии.— Геология и геофизика, 1972, № 12.

Соболев В. С., Соболев Н. В. Проблемы двухэтапного образования земной коры.— Докл. АН СССР, 1975, т. 221, № 2.

Соболев Н. В. Примесный азот в кристаллах природного алмаза. г. Мирный.— Труды Всесоюз. совещ. по геол. алмазных месторождений. М., 1974.

Соловьев С. П. Химизм магматических горных пород и некоторые вопросы петрохимии. Л., «Наука», 1970.

Стишов С. М. Природа границы Мохоровичича.— Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1963.

Хлестов В. В. Флюидный режим земной коры и мантии.— В кн.: Геодинамические исследования, т. 3. М., «Наука», 1975.

Шкодзинский В. С. Проблемы физико-химической петрологии и генезиса мигматитов (на примере Алданского щита). Новосибирск, «Наука», 1975.

French B. M., Eugster H. P. Experimental control of oxygen fugasition by graphyte-gas eguilibrium.— Journ. Geophys. Res., 1965, v. 70, N 6.

Gast P. W. Upper mantle chemistry and evolution of the earth's crust. In Phinney R. A. (ed.). «The history of the earth's crust». Princeton, 1968.

Griggs D. T. Hydrolytic weakening of quartz and other silicates.— Geophys. J., 1967, N 14.

Harris I. W. Black material on mineral inclusions and in internal fracture planes in diamond.— Contrib. Mineral. Petrol., 1972, v. 35, N 1.

Kothari B. K., Goel P. S. Total nitrogen in meteorites. — Geoch. et Cosmoch. Acta, 1974, v. 38, N 10.

Kats A. Hydrogen in alpha-quartz. Philips Res. Repts, 1962, v. 17.

MacGregor I. D. The system MgO—Al_2O_3—SiO_2: solubility of Al_2O_3 in enstatite for spinel and garnet peridotite compositions.— Amer. Miner., 1974, v. 59, N 1—2.

Martin D. G. The migration of equilibrium gas bubbles in a solid subject to a stress gradient.— J. Nucl. Mater., 1969, v. 33, N 1.

Martin R. F. Js water ubiquitous in the Upper Mantle?— Trans. Geophys. Un., 1971, v. 52, N 4.

Melton C. E., Giardini A. A. Experimental results and a theoretical interpretation of gaseous inclusions.— Amer. Miner., 1975, v. 60, N 5—6.

Newton R. C., Sharp W. E. Stability of forsterite + CO_2 its bearing on the role of CO_2 in the mantle.— Earth and Plane. Sc. Lett., 1975, v. 26, N 2.

Robie R. A., Waldbaum D. R. Thermodinamic properties of minerals. Washington, U. S. Govt. Print. Office, 1968.

Rösler H. J., Lange H. Geochemische Tabbellen. Leipzig, 1965.

Schreyer W., Yoder H. S. The system Mg-cordierite and related rocks.— Neues Jahrb. Miner., Abhand, 1964.
Turekian H. K. The terrestial economy of helium and argon.— Geochim. et Cosmoch. Acta, 1959, v. 17.
Walker J. C. G., Turekian H. K., Hunten D. M. An estimate of the present-day deer-mantle degassing rate from data on the atmosphere of Venus.— Journ. Geophys. Res., 1970, v. 75, N 18.

Глава четвертая

Барсуков В. Л., Дмитриев Л. В. О верхней мантии Земли как возможном источнике рудного вещества. — Геохимия, 1972, № 12.
Богатиков О. А. Анортозитовые провинции СССР и их минералого-петрохимические особенности.— В кн.: Анортозиты СССР. М., «Наука», 1974.
Богатиков О. А. Лунные анортозиты.— В кн.: Анортозиты СССР. М., «Наука», 1974.
Боуэн Л. С. Эволюция изверженных пород. М., Госнаучтехнгоргеолнефиздат, 1934.
Васильев Ю. Р., Золотухин В. В. Петрология ультрабазитов севера Сибирской платформы и некоторые проблемы их генезиса. Новосибирск, «Наука», 1975.
Глубинные ксенолиты и верхняя мантия. Новосибирск, «Наука», 1975.
Горшков Г. С. Проблемы современной вулканологии.— В кн.: *Эволюция вулканизма в истории Земли.* М., 1974.
Грин Т. Х. Состав базальтовых магм как критерий условий их возникновения при океаническом вулканизме.— В кн.: Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана. М., «Мир», 1973.
Грин Т. Х., Рингвуд А. Э. Происхождение базальтовых магм.— В кн.: Петрология верхней мантии. М., «Мир», 1968а.
Грин Т. Х., Рингвуд А. Э. Происхождение магматических пород известково-щелочного ряда.— В кн.: Петрология верхней мантии. М., «Мир», 1968б.
Грин Т. Х., Рингвуд А. Э. Экспериментальное исследование генезиса анортозитов при высоких давлениях.— В кн.: Петрология верхней мантии. М., «Мир», 1968в.
Даусон Дж. Ольдонго-Ленгай — действующий вулкан с потоками лав натровых карбонатитов.— В кн.: Карбонатиты. М., «Мир», 1969.
Дмитриев Л. В. Геохимия и петрология коренных пород срединных океанических хребтов. М., АН СССР. Автореф. дис. на соискание ученой степени канд. геол.-мин. наук, 1973 (Ин-т геохим. и аналит. хим. им. В. И. Вернадского).
Добрецов Н. Л., Ревердатто В. В., Соболев В. С. Фации метаморфизма. М., «Недра», 1973.
Долгов Ю. А., Баваров Л. Ш. Камера для исследования включений минералообразующих растворов при высоких температурах.— В кн.: Минералогическая термометрия и барометрия. М., «Наука», 1965.
Дэвис В. Т. К., Шерер Дж. Ф. Плавление в сечении диопсид-форстерит-пироп при 40 кбар и 1 атм.— В кн.: Петрология верхней мантии. М., «Мир», 1968.
Дэли Р. А. Изверженные породы и глубины Земли. М.— Л., ОНТИ, 1936.
Жариков В. А., Иванов И. П., Литвин Ю. А., Ишбулатов Р. А. Экспериментальные исследования плавления изверженных пород щелочноземельной серии при давлении 35 кбар.— Докл. АН СССР. Сер. петрогр., 1974, т. 219, № 2.
Заварицкий А. Н., Соболев В. С. Физико-химические основы петрографии изверженных горных пород. М., Гостехлитиздат, 1961.
Ито К. Д., Кеннеди Дж. К. Экспериментальное изучение перехода базальт — гранатовый гранулит — эклогит.— Геохимия, 1972, № 4.
Йодер Г. С., Тилли К. Э. Происхождение базальтовых магм. М., «Мир», 1965.
Кадик А. А., Луканин О. А., Лебедев Е. В., Коровушкина Э. Е. Совместная растворимость воды и углекислоты в расплавах гранитного и базальтового состава при высоких давлениях.— Геохимия, 1972, № 12.
Кадик А. А. Физико-химические условия, определяющие поведение воды и углекислоты в магмах основного и кислого состава при их движении к поверхности Земли. Автореф. дис. на соискание ученой степени канд. геол.-мин. наук, 1975 (Ин-т геох. и аналит. хим. им. В. И. Вернадского).
Когарко Л. Н. Явления несмесимости в щелочных магмах.— Труды Всесоюз. совещ. по эксп. минер. и петрогр., 1975а, вып. 5.
Когарко Л. Н. Физико-химические условия формирования агпаитовых нефелиновых сиенитов и связанных с ними месторождений. Автореф. дис. на соискание ученой степени докт. геол.-мин. наук, 1975б (Ин-т геох. и аналит. хим. им. В. И. Вернадского).
Коржинский Д. С. Принципы подвижности щелочей при магматических явлениях.— В сб., посвященном академику Д. С. Белянкину. М., Изд-во АН СССР, 1946.
Коржинский Д. С. Кислотно-основное взаимодействие компонентов в силикатных расплавах и направление котектических линий.- Докл. АН СССР, 1959, т. 128, № 2.
Коржинский Д. С. Потоки трансмагматических растворов и процессы гранитизации. М., «Наука», 1972.
Коржинский Д. С. Магматические процессы.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1973, № 12.
Костюк В. П. Минералогия и проблемы генезиса щелочных изверженных пород Сибири.— Труды Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР. Новосибирск, 1974, вып. 66.
Кравченко С. М. Геохимические критерии генезиса базальтовых магм и состава их мантийных источников. — В кн.: Физические свойства, состав и строение верхней мантии. М., «Наука», 1974.
Кутолин В. А. Проблемы петрохимии и петрологии базальтов. Новосибирск, «Наука», 1972.
Кухаренко А. А. и др. Каледонский комплекс ультраосновных, щелочных пород и карбонатитов Кольского полуострова и Северной Карелии. М., «Недра», 1965.
Магматическая кристаллизация по данным изучения включений расплавов. Новосибирск, «Наука», 1975.
Полканов А. А. Несимметричная дайка диабаза с побережья Кольского фиорда.— Труды Ленингр. об-ва естествоисп., 1928, т. I—III, вып. 4.
Рябчиков И. Д. Термодинамика флюидной фазы гранитоидных магм. М., «Наука», 1975.
Соболев В. С. Петрология траппов Сибирской платформы.— Труды Арктич. ин-та, 1936,т. 43.
Соболев В. С. Особенности магматических проявлений в металлогении платформ на примере формации

сибирских траппов. Тезисы докладов на Моск. город. конф. М., ОНТИ, 1937.
Соболев В. С. Введение в минералогию силикатов. Львов, Изд. Львовск. ун-та, 1949.
Соболев В. С. Важная особенность фемических минералов лампрофиров в связи с вопросом происхождения.— Минер. сб. Львовск. геол. об-ва, 1952, № 6.
Соболев В. С. Строение верхней мантии и способы образования магмы. М., «Наука», 1973.
Соболев В. С., Соболев Н. В. Ксенолиты в кимберлитах Северной Якутии и вопросы строения мантии Земли.— Докл. АН СССР, 1964, т. 158, № 1.
Соболев В. С., Соболев Н. В. Проблема двухэтапного образования земной коры.— Докл. АН СССР, 1975, т. 221, № 2.
Соболев Н. В., Лаврентьев Ю. Г., Поспелова Л. Н. 1971. Особенности содержания элементов-примесей в минералах ксенолитов из кимберлитовых трубок как критерий их глубинности. Тезисы докл. на Междунар. геохим. конгрессе, т. 1. М., «Наука», 1971.
Стишов С. М. Природа границы Мохоровичича.— Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1963, № 5.
Уэйджер Л., Браун Г. Расслоенные изверженные породы. М., «Мир», 1970.
Харт С. Р. Содержание K, Ca, Ba и отношение изотопов в базальтах океанического дна.— В кн.: Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана. М., «Мир», 1973.
Хитаров Н. И. и др. Высокоглиноземистый базальт, механизм его плавления и кристаллизации на больших и малых глубинах.— Геохимия, 1971, № 9.
Шейнманн Ю. М., Лутц Б. Г. Вещественные группы ультрабазитов, их значение для тектонического анализа.— Геотектоника, 1974, № 4.
Шкодзинский В. С. Проблема физико-химической петрологии и генезиса мигматитов (на примере Алданского щита). Новосибирск, «Наука», 1975.
Штейнберг Д. С. и др. Фации глубинности гранитоидов Урала. ЗВМО, 1963, ч. 97, вып. 4.
Anderson O., Bowen N. L. Das binäre system MgO—SiO_2.— Zeitschr. anorg. Chem., 1914, Bd. 87.
Clocciatti R. Les Enclusions vitreuses des Cristaux de Quartz.— Mém. Soc. Geol. France, 1975, T. LIV, N 122.
Eggler D. H. Role of CO_2 in Melting Processes in the Mantle Carnegie Inst. Washington, Year Book 72, 1973.
Eggler D. H. Application of a portion of the system $CaAl_2Si_2O_8$—$NaAlSi_3O_8$—SiO_2—MgO—FeO_2—H_2O—CO_2 to genesis of the calc-alkaline suite.— Amer. J. Sci., 1974a, v. 274.
Eggler D. H. Volatiles in ultrabasic and derivative rock systems. Effect of CO_2 on the Melting of Peridotite Carnegie Inst. Washington, Year Book 73, 1974b.
Eggler D. H., Burnham C. W. Crystallization and fractionation trends in the system andesite — H_2O—CO_2—O_2 at pressures to 10 kb.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1973, v. 84, N 3.
Fenner G. The residual liquids of crystallizing magmas.— Mineral. Mag., 1931, v. 134.
Gorshkov G. S. Geophysics and petrochemistry of andesite volcanism of the Circum-Pacific belt. Oreg. Dept. Geol.— Mineral. Ind. Bull., 1969, v. 65.
O'Hara M. G., Saunders M. G., Mercy E. L. Garnet-peridotite primary ultrabasic magma and eclogite; interpretation of Upper Mantle processes in kimberlite. Trans. Intern. Kimberlite Conf., 1975.
International Conference on kimberlites. Univ. Cape Town, 1973.
Koster can Groos A. F., Wyllie P. J. 1973. Liquid immiscibility in join $NaAlSi_3O_8$—$CaAl_2Si_2O_8$—Na_2CO_3—H_2O.— Am. J. Sci., 1973, v. 273, N 6.
Koster van Groos A. F. The effect of high CO_2 pressures on alkalic rocks and its bearing on the formation of alkalic ultrabasic rocks and the associated carbonatites.— Am. J. Sci., 1975, v. 275, N 2.
Kushiro I. The system forsterite—diopside—silica with and without water at high pressures.— Am. J. Sci., 1969, v. 267 A.
Kushiro I. Effect of water on the composition of magmas formed at high pressures.— J. Petrol., 1972, v. 13, N 2.
Kushiro I. Origin of some magmas on ocean and circum—oceanic regions.— Tectonophysics, 1973, v. 17, N 3.
Kushiro I. On nature of silicate melt and its significance in magma genesis: regularities in the shift of the liquidus boundaries involving olivine, pyroxene and silica minerals.— Am. J. Sci., 1975, v. 275, N 4.
Kushiro I., Yoder H. S. Jr. Formation of eclogite from garnet lherzolite: liquidus relations in a portion of the system $MgSiO_3$—$CaSiO_3$—Al_2O_3 at high pressures. Carnegie Inst. Wash. Year Book 73, 1974.
Osborn E. F. Role of oxygen pressure in the crystallization and differentiation of basaltic magma.— Am. J. Sci., 1959, v. 257.
Roedder E., Weiblen P. W. Silicate liquid immiscibility in lunar magmas, evidenced by melt inclusions in lunar rocks.— Science, 1970, v. 167, N 3918.
Schau M. Komatitic and other ultramafic rocks in the Prince Albert Group, Hayes River Region. N. M. T. Rept. Activities.— Geol. Surv. Canada, 1974, Pap. 75—1, Pt. A.
Thompson R. N. Melting behaviour of two Snake River lavas at pressures up to 35 kb. Carnegie Inst., Wash. Year Book 72, 1973.
Viljoen M. J., Viljoen R. P. The geology and geochemistry of the lower ultramafic unit of the Overwacht Group and a proposed new class of igneous rocks.— In: Upper mantle project, Geol. Soc. S. Africa, Spec. Pap. 2, 1969.
Vinogradov A. P. [Виноградов А. П.]. Lunar rocks.— Trans. Am. Geoph. Union, 1972, v. 53, N 9.
Wager L. R., Deer W. A. Geological investigations in East Greenland. Pt. III, The Petrology of the Skaergaard Intrision, Kangerdlugssuaq, East Greenland. Medd. om Greenland, 1939, v. 105, N 4.
Whithey J. A. The effects of pressure, themperature and X_{H_2O} on phase assemblage in four sunthetic rock compositions.— J. Geol., 1975, v. 83, N 1.
Yoder H. S., Jr. Garnet. peridotite as a parental material for basaltic liquids. Carnegie Inst. Wash. Year Book 73, 1974.

Глава пятая

Бакиров А. Б. Тектоническая позиция метаморфических комплексов Тянь-Шаня. Автореф. дис. на соискание учен. степени докт. геол.-мин. наук. Новосибирск, 1973.
Бакиров А. Б., Добрецов Н. Л. Метаморфические комплексы восточной части Средней Азии. Фрунзе, «Илим», 1972.
Барт Т. Ф. Измерения палеотемператур гранитных пород.— В кн.: Чтения им. В. И. Вернадского. М., Изд-во АН СССР, 1962.
Белоусов А. Ф., Добрецов Н. Л., Додонова Т. А. и др. Вулканические комплексы рифея и нижнего палео-

зоя Кузнецкого Алатау. Новосибирск, «Наука», 1976.
Ботт М. Внутреннее строение Земли. М., «Мир», 1974.
Вергунов Г. П., Добрецов Н. Л., Кепежинскас К. Б. и др. Закономерности регионального метаморфизма на территории Азии по материалам Международной карты метаморфизма Азии.— В кн.: Обзорные карты и общие проблемы метаморфизма. Новосибирск, «Наука», 1972.
Глебовицкий В. А. Проблемы эволюции метаморфических процессов в подвижных областях. Л., «Наука», 1973.
Добрецов Г. Л., Добрецов Н. Л. Возможная геологическая модель магматического процесса.— Геол. и геофиз., 1974, № 5.
Добрецов Н. Л. Типы метаморфизма и метаморфические пояса северо-западной части Тихоокеанского обрамления.— В кн.: Метаморфические пояса СССР. Л., «Наука», 1971.
Добрецов Н. Л. Глаукофансланцевые и эклогит-глаукофансланцевые комплексы СССР. Новосибирск, «Наука», 1974а.
Добрецов Н. Л. Принципы выделения и классификации метаморфогенных месторождений.— Геология и геофизика, 1974б, № 8.
Добрецов Н. Л. Глаукофановые пояса, глубинные ксенолиты и глобальная тектоника.— В кн.: Термодинамический режим метаморфизма. Л., 1974в.
Добрецов Н. Л. Метаморфические формации и метаморфогенные месторождения.— В кн.: Мусковитовые пегматиты СССР. Л., «Наука», 1975а.
Добрецов Н. Л. Петрохимические особенности океанических и раннегеосинклинальных базальтов.— Геол. и геофиз., 1975б, № 2.
Добрецов Н. Л., Кейльман Г. А., Минкин Л. М., Молдаванцев Ю. Е. Метаморфические комплексы и пояса Урала.— В кн.: Метаморфические пояса СССР. Л., «Наука», 1971.
Добрецов Н. Л., Курода Н. Геологические закономерности глаукофанового метаморфизма в северо-западной части Тихоокеанского складчатого обрамления. Геол. и геофиз., 1969, № 12.
Добрецов Н. Л., Меламед В. Г., Шарапов В. Н. Динамика регионального метаморфизма для модели простого погружения коры океанического типа.— Геол. и геофиз., 1970, № 10.
Добрецов Н. Л., Ревердатто В. В., Соболев В. С. и др. Фации метаморфизма. М., «Наука», 1970.
Добрецов Н. Л., Соболев В. С., Хлестов В. В. Принципы выделения и классификация метаморфических формаций.— Геол. и геофиз., 1969, № 3.
Добрецов Н. Л., Соболев В. С., Хлестов В. В. Фации регионального метаморфизма умеренных давлений. М., «Недра», 1972.
Добрецов Н. Л., Соболев В. С., Соболев Н. В., Хлестов В. В. Фации регионального метаморфизма высоких давлений. М., «Недра», 1974.
Долгов Ю. А., Мельгунов С. В., Шугурова Н. А. Термодинамические условия формирования метаморфических пород Южно-Чуйского хребта (юго-восточный Алтай).— Докл. АН СССР, 1970, т. 192, № 4.
Дударев А. Н., Кудрявцев В. А., Меламед В. Г., Шарапов В. Н. Теплообмен в магматогенных процессах. Новосибирск, «Наука», 1972.
Ержанов Ж. С., Егоров А. К., Гарагаш И. А. и др. Теория складкообразования в земной коре. М., «Наука», 1975.
Зайт В. Диффузия в металлах. М., ИЛ, 1958.
Захаров С. А. Метаморфизм как вероятный фактор складкообразования.— Геотектоника, 1973, № 5.
Калинин Д. В. Механизм и кинетика гидротермальных реакций силикатообразования. Новосибирск, «Наука», 1973.
Карсаков Л. П., Шульдинер В. И., Ленников А. М. Гранулитовый комплекс восточной части становой складчатой области и чогарская фация глубинности.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1975, № 5.
Кейльман Г. А. Мигматитовые комплексы подвижных поясов. М., «Недра», 1974.
Кепежинскас К. Б. Поведение породообразующих компонентов в процессе регионального метаморфизма.— Геол. и геофиз., 1973, № 10.
Кепежинскас К. Б. Парагенетический анализ и петрохимия среднетемпературных метапелитов. Автореф. дис. на соискание учен. степени докт. геол.-мин. наук, Новосибирск, 1974.
Кепежинскас К. Б., Королюк В. Н., Лаврентьев Ю. Г. и др. Зональность в гранатах — показатель продолжительности метаморфических процессов.— Докл. АН СССР, 1974, т. 216, № 5.
Кепежинскас К. Б., Лепезин Г. Г., Хлестов В. В. Оценка длительности метаморфических процессов по минералогическим данным.— В кн.: Матер. 2-го симпозиума по метаморфизму. Л., «Наука», 1976.
Кольский Г., Рейдер Д. Волны напряжений и разрушение.— В кн.: Разрушение, т. 1. М., «Мир», 1973.
Кориковский С. П. Влияние глубинности на соотношения метаморфических зон в насыщенных H_2O метапелитовых сланцах и роговиках.— В кн.: Очерки физико-химической петрологии, т. 1, М., «Наука», 1969.
Кузнецов Ю. А., Яншин А. Л. Общие структурные закономерности проявления гранитоидного магматизма.— В кн.: Проблемы связи тектоники и магматизма. М., «Наука», 1969.
Лепезин Г. Г. Роль разломов при метаморфизме Алтае-Саянской складчатой области.—Докл. АН СССР, 1972, т. 206, № 6.
Лепезин Г. Г. Метаморфические фации и серии фаций Алтая.— В кн.: Материалы по генетической и экспериментальной минералогии. Новосибирск, «Наука», 1975.
Лихтман В. И., Ребиндер П. А., Карпенко Г. В. Влияние поверхностно-активной среды на процессы деформации металлов. М., «Наука», 1954.
Маракушев А. А. Проблемы минеральных фаций метаморфических и метасоматических пород. М., «Наука», 1965.
Маракушев А. А. Система метаморфических минеральных фаций.— Материалы 4-го Всесоюзного петрографического совещания. Баку, 1969.
Маракушев А. А., Мишкин М. А., Тарарин И. А. Метаморфизм Тихоокеанского пояса. М., «Наука», 1971.
Мельгунов С. В. Уран и торий в процессе формирования метаморфических пород Южно-Чуйского хребта в Горном Алтае. Автореф. дис. на соискание учен. степени канд. геол.-мин. наук. Новосибирск, 1970.
Миллер Ю. В. Некоторые общие закономерности структурной эволюции регионально метаморфизованных комплексов.— Геотектоника, 1973, № 5.
Обзорные карты и общие проблемы метаморфизма.— Труды Всесоюз. симпозиума, т. 1—2. Новосибирск, «Наука», 1972.
Обуэн Ж. Геосинклинали. Проблемы происхождения и развития. М., «Мир», 1967.

Партон В. З., Морозов Е. М. Механика упругопластичного разрушения. М., «Наука», 1974.
Перчук Л. Л. Равновесия породообразующих минералов. М., «Наука», 1970.
Перчук Л. Л. Термодинамический режим глубинного петрогенезиса. М., «Наука», 1973.
Ревердатто В. В. Фации контактового метаморфизма. М., «Недра», 1970.
Соболев В. С., Бакуменко И. Т., Добрецов Н. Л. и др. Физико-химические условия глубинного петрогенезиса.— Геол. и геофиз., 1970, № 4.
Соболев В. С., Добрецов Н. Л., Хлестов В. В. Режим H_2O и CO_2 при прогрессивном региональном метаморфизме. — Докл. АН СССР, 1966, т. 166, № 2.
Соболев В. С., Добрецов Н. Л., Соболев Н. В., Хлестов В. В. Связь процессов магмообразования с метаморфизмом и глубинным строением земной коры и верхней мантии.— В кн.: Проблемы кристаллохимии и эндогенного минералообразования. Л., «Наука», 1967.
Сомин М. Л. Соотношение деформации и метаморфизма (на примере Большого Кавказа).— Геотектоника, 1974, № 4.
Сорвачев К. К. Пластические деформации пород Кадаро-Удоканского района гранито-гнейсовых куполов Восточной Сибири.— Геотектоника, 1974, № 5.
Судовиков Н. Г., Глебовицкий В. А., Сергеев А. С. и др. Геологическое развитие глубинных зон подвижных поясов. Л., «Наука», 1970.
Файф У., Тернер Ф., Ферхуген Дж. Метаморфические реакции и метаморфические фации. М., ИЛ, 1962.
Хлестов В. В. Об особенностях метаморфизма в раннем докембрии.— Геол. и геофиз., 1970, № 8.
Хлестов В. В. Флюидный режим земной коры и мантии.— В кн.: Геодинамические исследования, № 1. М., «Наука», 1975.
Хлестов В. В., Лепезин Г. Г. Проблема регрессивного метаморфизма и сохранность высокотемпературных минеральных ассоциаций.— Материалы 2-го симпозиума по метаморфизму. Л., 1976.
Хлестов В. В., Ушакова Е. Н. Метаморфизм пород китойской свиты в Восточном Саяне.— Материалы по генетической и экспериментальной минералогии, № 3, 1965.
Хорева Б. Я. Принципы выделения и классификации метаморфических и плутоно-метаморфических формаций.— Докл. АН СССР, 1967, т. 176, № 5.
Чупин В. П. Анатектиты западной части Алданского щита и условия их формирования. Автореф. дис. на соискание учен. степени канд. геол.-мин. наук. Новосибирск, 1975.
Шкодзинский В. С. Проблемы физико-химической петрологии и генезиса мигматитов (на примере Алданского щита). Новосибирск, «Наука», 1975.
Шульдинер В. И. Геология и петрология архея Могочинского антиклинория в Забайкалье. М., «Наука», 1969.
Bearth P. Zur Entstehung alpinotyper Ejlogit.— Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., 1965, Bd. 45, N 1.
Béthune P., Laduron D., Boequet J. Diffusion processes in resorbed garnets.— Contrib. Mineral. Petrol., 1975, v. 50, N 3.
Blasic J. D. Effect of water on the experimental deformation of olivine. Flow and fracture of rocks.— Wash. Amer. Geophys. Union, Geoph. Monogr., 1972, v. 16, N 00.
Brown W. H., Fyfe W. S., Turner F. J. Aragonite in California glaucophane schists and the kinetics of the aragonite-calcite transformation.— J. Petrol., 1962, v. 3, N 3.
Chatterjee N. D. Phase equilibria in the alpine metamorphic rocks of the environs of the Dora-Maira massif, Western Alps.— Neues Jahrb. Mineral. Abhandl., 1971, B. 114, N 2—3.
Chinner A. The distribution of pressure and themperature during Dalradian metamorphism.— Quart. J. Soc. London, v. 122, 1966.
Dal Piaz G. V., Hunziker J. C., Martinotti G. La Zona Sesia—Lanzo e l'evoluzione tectonico-metamorphica delle Alpi nordacidentali interni.— Mem. Soc. geol. ital., 1972, v. 11.
Ernst W. G. Interpretative synthesis of metamorphism in the Alps.— Bull. Geol. Soc. America, 1973, v. 84.
Ernst W. G. Systematics of large-scale tectonics and age progressions in alpine and Circum-Pacific blueschists belts.— Tectonophysics, 1975, v. 26.
Eskola P. The mineral facies of rocks.— Norsk. geol. tidsskr., 1920.
Eskola P. Die metamorphen Gesteine. Die Enstehung der Gesteine. Berlin, 1939.
Frey M., Hunziker J. C., Frank W. e. a. Alpine metamorphism of the Alps. A review.— Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., 1974, Bd 54, N 2/3.
Griggs D. T. Hydrolytic weakening of quartz and other silicates.— Geophys. J., 1967, v. 14.
Harte B., Johnson M. Metamorphic history of Dalradian rocks in Glens Glova Esk end Lethnot, Angus, Scotland.— Scot. J. Geol., 1969, v. 5.
Kirby S. H., Raleigh C. B. Mechanisms of high-themperature solid-state flow in minerals and ceramics and their bearing on the creep behaviour of the mantle.— Tectonophysics, 1973, N 2.
Metamorphic map of Europe. Sc. 1 : 2 500 000. H. 1. Zwart, V. S. Sobolev (Eds). Haague, 1973.
Miyashiro A. Evolution of metamorphic belts.— J. Petrol., 1961, N 2.
Miyashiro A. Orogeny, regional metamorphism and magmatism in Japanese islands.— Medd. Dansk geol. fören. Kobenhavn, 1967, v. 17.
Miyashiro A. Metamorphism and metamorphic belts. London, G. Allen and Unwin., 1973.
Niggli F., Niggli C. R. Karten des Verbreitung einiger Mineralien der alpidischen Metamorphose in der Schweizer Alpen.— Äclogae Geol. Helv., 1966, v. 58.
Streckeisen A., Wenk E. On steep isogradic surfaces in the Simplon Area.— Contrib. Mineral. Petrol. 1974, v. 47, N 2.
Study of Appalachian geology. N. Y.— London, Intersci. Publ., 1970.
Zwart H. J. Orogenesis and metamorphic facies series in Europe.— Medd. Dansk geol. fören, 1967, v. 17.

Глава шестая

Алексеев А. С., Матвеева Н. Н. Машинный метод поиска вариантов скоростного разреза верхней мантии. Л., Изд-во ЛГУ, 1964.
Белоусов В. В. Основы геотектоники. М., «Недра», 1975.
Глебовицкий В. А. Проблемы эволюции метаморфических процессов в подвижных областях. Л., «Наука», 1973.
Вольвовский И. С. Сейсмические исследования земной коры в СССР. М., «Недра», 1973.
Добрецов Н. Л. Глаукофановые и эклогит-глаукофановые комплексы СССР. Новосибирск, «Наука», 1974.

Добрецов Н. Л., Ревердатто В. В., Соболев В. С. и др. Фации метаморфизма. М., «Недра», 1970.

Добрецов Н. Л., Соболев В. С., Соболев Н. В., Хлестов В. В. Фации регионального метаморфизма высоких давлений. М., «Недра», 1974.

Добрецов Н. Л., Хлестов В. В. Метаморфизм и его корреляция с другими геологическими явлениями.— В кн.: Корреляция эндогенных процессов. М., «Наука», 1976.

Журков С. Н., Регель В. Р., Степанов В. А. и др. Кинетическая теория прочности. М.— Л., «Наука», 1975.

Карта метаморфизма Азии масштаба 1 : 5 000 000. Новосибирск, «Наука», 1976.

Кейльман Г. А. Мигматитовые комплексы подвижных поясов. М., «Недра», 1974.

Метаморфические комплексы Азии. Новосибирск, «Наука», 1977.

Пономарева Л. Г., Добрецов Н. Л. Жадеитсодержащие и другие миндалины в метаэффузивах северо-западной Камчатки.— Докл. АН СССР, 1966, т. 167, № 3.

Соболев В. С., Бакуменко И. Т., Добрецов Н. Л. и др. Физико-химические условия глубинного петрогенезиса.— Геол. и геофиз., 1970, № 4.

Сорохтин О. Г. Глобальная эволюция Земли. М., «Наука», 1974.

Brace W. F., Ernst W. G., Kallberg R. W. An experimental study to tectonic overpressure in Franciscan rocks.— Bull. Geol. Soc. America, 1970, v. 8.

Isacks B., Oliver J. E., Sykes L. R. Seismology and the new global tectonics.— J. Geophys. Res., 1968, v. 73, N 18.

Kamb W. B. The thermodynamic theory of nonhydrostatically stressed solids.— J. Geophys. Res., 1961, v. 66, N 00.

Metamorphic map of Europe, sc. 1 : 250 000. H. S. Zwart, V. S. Sobolev (Eds). Paris, 1973.

Study of Appalachian geology, 1969, 1970. N. Y.— London, Intersci. Publ., v. 1, N 11.

НЕКОТОРЫЕ ОБЩИЕ ВОПРОСЫ ДИНАМИКИ ЗЕМЛИ

1. Возникновение проблемы

Обнаруженное геологическими и геофизическими исследованиями чрезвычайно сложное строение земной коры указывает, несомненно, на весьма сложный путь ее развития и формирования. Открытие нескольких типов земной коры, отличающихся как структурой, так и составом, говорит, что пути формирования земной коры могли быть существенно различными в различных секторах нашей планеты. Это различие наиболее ярко выступает в первую очередь при сопоставлении земной коры океанов и континентов.

Изучение геофизических полей показало, что сложным является и строение глубоких частей нашей планеты и что различие в строении разных секторов проникает, видимо, на весьма большие глубины, захватывая всю мантию Земли (Niazi, 1973; Julian Sengupta, 1973; Jordan, 1974; Jordan, 1976).

Как было показано в предыдущих главах, развитие земной коры было тесно связано с процессами в глубоких частях планеты и в первую очередь с процессами в верхней мантии и особенно в астеносфере. Происходил (и происходит в настоящее время) интенсивный обмен веществом между земной корой и глубокими зонами планеты. Все это с несомненностью указывает на тесную связь и взаимопроникновение процессов формирования земной коры и процессов формирования внутренней структуры Земли в целом. Более того, вряд ли можно сомневаться, что определяющую роль играют физические и физико-химические процессы в глубинах планеты. Пути развития земной коры, несмотря на несомненную роль специфически коровых факторов, все же определялись именно глубинными процессами.

Поэтому, естественно, у исследователей нашей планеты возникало стремление создать теорию общего, глобального развития Земли, которая дала бы достаточно стройную картину и «механизма» развития и формирования земной коры со всей сложностью ее строения. Можно предполагать, что такая теория должна быть достаточно сложной и гибкой.

В настоящее время претендующей на роль такой теории является концепция, известная под названием «Тектоника плит» или «Новая глобальная тектоника». Разработке этой концепции посвящено огромное количество геофизических и геологических работ, ее обсуждают на многочисленных международных конференциях, под ее воздействием ведутся многочисленные исследования. Не приводя огромной библиографии по «Новой глобальной тектонике», ограничимся лишь ссылкой на два сборника, освещающих достаточно полно этот вопрос (Cox, 1973; Kahle, 1974).

Гипотеза тектоники плит возникла и развилась за поледние 10—15 лет, хотя ее истоки прослеживаются значительно раньше. Так, идею расширения дна океанов (spreading) можно обнаружить в работах Холмса, относящихся еще к 1931 и 1949 гг. (Холмс, 1949), а также в работах Хесса того же (Hess, 1946) и несколько более позднего периода. Эти идеи должны были бы объяснить молодость дна океанов. Однако в полной мере эти идеи воплотились позднее, уже после работы Вайна и Метьюса (Vine, Matthews, 1963), идеи Хесса были обоснованы интерпретацией полосовых магнитных аномалий, симметричных относительно оси срединных океанических хребтов. Именно системы полосовых магнитных аномалий в океанах с их возрастной привязкой по эпохам обращения магнитного поля Земли и служат до настоящего времени основным экспериментальным обоснованием идей «Новой глобальной тектоники». Вычисления скорости расширения океанического дна на основе оцифровки магнитных аномалий дали в общем не плохое согласие с определениями возраста различных частей дна океа-

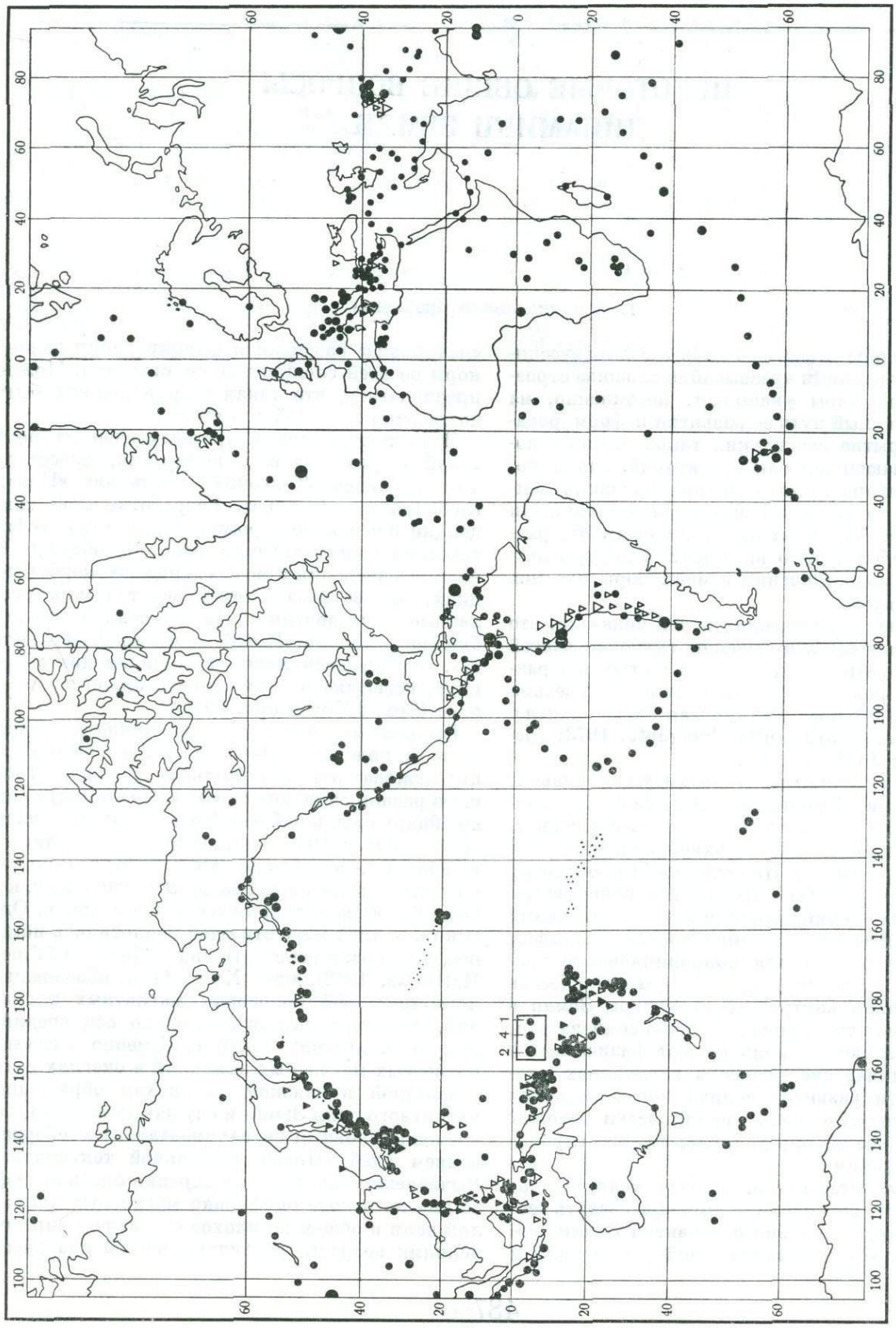


Рис. 1. Карта эпицентров сильных землетрясений за 1974 г.

нов в процессе осуществления бурения океанического дна. Такой результат, конечно, не мог не послужить быстрому успешному распространению новой концепции.

Однако, собственно, концепция тектоники плит оформилась несколькими годами позже (в середине — второй половине шестидесятых годов) трудами целого ряда ученых, привлекших данные не только по земному магнетизму, но и по сейсмологии и результатам геологических исследований.

Идея о расширении дна океанов за счет наращивания коры и литосферы в области разломов (рифтов) по осям срединных океанических хребтов путем поступления новых порций глубинного материала и его застывания логично требовала признания идеи о существовании областей, где кора и литосфера должны уничтожаться. Раз существуют перманентно действующие источники генерации новой коры и литосферы, должны существовать и стоки. В качестве областей таких стоков были предложены области островных дуг и сопутствующих им океанических глубоководных «рвов» с глубоко уходящими в мантию сейсмическими зонами Беньофа. Именно зоны Беньофа рассматривались как проявления уходящих в мантию массивов коры и литосферы, которые затем на глубинах около 700 км ассимилировались мантией (Isacks, Oliver, Sykes, 1968; Sykes, 1972).

При таком объяснении области стоков отстояли на многие тысячи километров от источников. Следовательно, неизбежно было допустить перемещение коры и литосферы океанов на многие тысячи километров. Так как на этом длительном пути никакого поглощения коры и литосферы, несмотря на инверсию плотности по отношению к астеносфере не происходит, то естественным было выдвинуть идею о существовании обширных (многие тысячи километров в поперечнике) цельных жестких плит из коры и литосферы, которые способны испытывать огромные горизонтальные перемещения по подстилающей их податливой, вязкой астеносфере. При таком перемещении плиты внутри испытывают лишь незначительные деформации.

Все крупные деформации сосредоточены в относительно узких поясах по границам плит, которые бывают трех типов.

1. Пояса, или зоны расширения, вдоль рифтовых долин, или (где нет долин) вдоль оси хребтов (например, Восточно-Тихоокеанское поднятие). Здесь господствуют растяжения, вулканизм, сравнительно неглубокие землетрясения, высокие тепловые потоки.

2. Пояса, или зоны погружения и поглощения коры и литосферы. Это области развития зон Беньофа с землетрясениями от обычных до глубоких, деформации на разных этажах носят характер то растяжения, то сжатия. Вулканизм часто интенсивен, вулканы, как правило, приурочены к гряде. Значения теплового потока колеблются от ниже нормального на внешнем крае дуги до весьма интенсивного в зонах вулканизма и внутренних морей.

3. Пояса или зоны интенсивных относительных горизонтальных смещений плит по разломам, часто трансформным. Эти области имеют неглубокие сейсмические очаги; общее выделение сейсмической энергии в них мало. Вулканизм выражен слабо. Тепловой поток близок к нормальному. Выраженность в рельефе слабая.

Исходя именно из рисунка сейсмических зон на земной поверхности и были выделены основные литосферные плиты (Morgan, 1968; Le Pichon, 1968; Kanasewich, 1976).

1. На рис. 1 приведена карта эпицентров землетрясений за 1974 г. по данным бюллетеня ЮНЕСКО (Nature and Resources, 1976). Простое сопоставление даже такой карты со схемой литосферных плит на рис. 2 (Morgan, 1968) показывает, что границы предполагаемых плит совпадают с основными линиями сейсмичности. При этом в состав большинства плит входят участки как океанической, так и континентальной коры. Континенты оказываются как бы вмороженными в плиты и, естественно, должны перемещаться вместе с ними. Таким образом, тектоника плит возрождает на новой основе идею дрейфа континентов. Отметим, что именно результаты палеомагнитных исследований в конце 1950 г., показавшие, что дрейф континентов является одним из возможных объяснений полученных палеомагнитных данных, стали одним из истоков «Новой глобальной тектоники» (Runcorn, 1956; Bucha, 1975).

В приведенной нами краткой характеристике основных положений концепции «тектоники плит» не содержится каких-либо предположений о физической природе и о причинах возникновения отмеченных явлений. Это не случайно. Тектоника плит до настоящего времени остается по существу кинематической концепцией. Конечно, не было недостатка в попытках найти движущий механизм для предложенной кинематической картины. До сих пор единственным широко обсуждаемым механизмом является механизм предполагаемой тепловой конвекции в мантии Земли. Большое количество работ, посвященное этой проблеме, однако, до сих пор (несмотря на их бесспорную интерес-

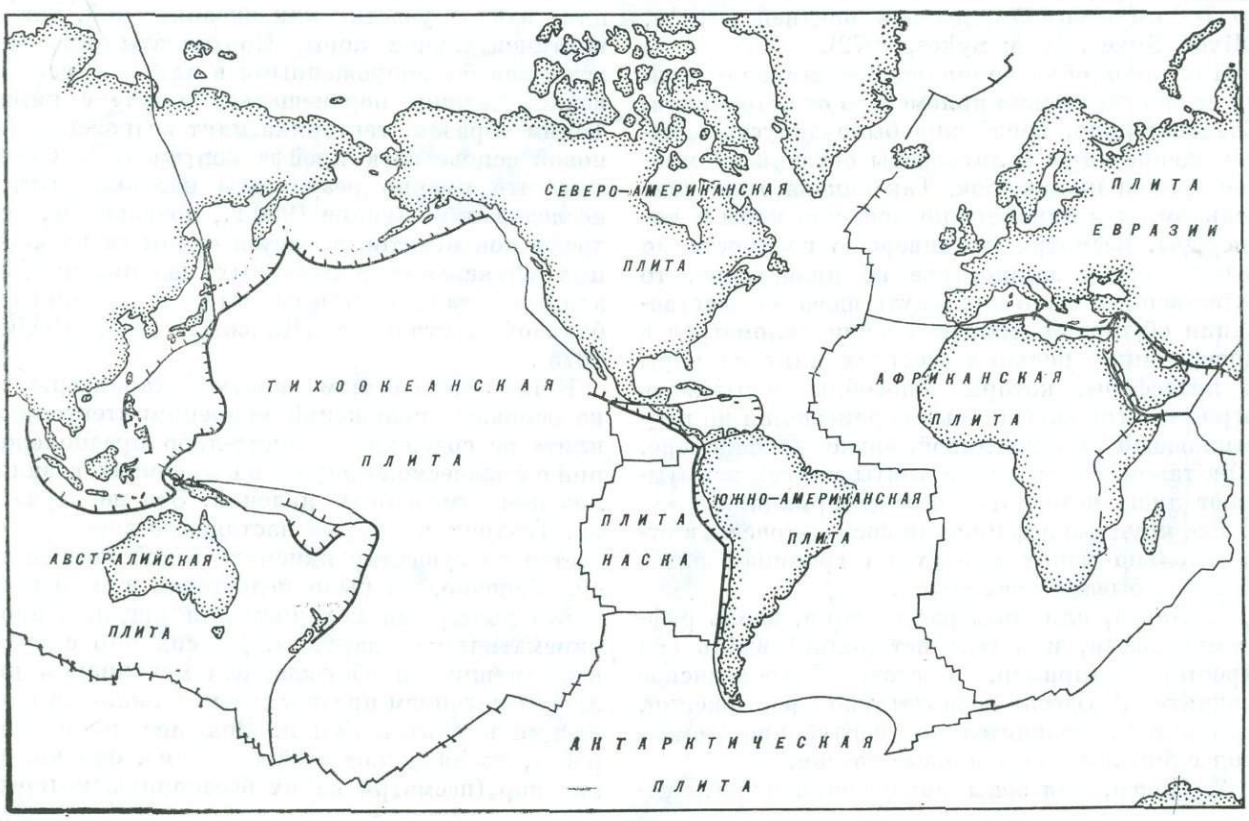
ность) не смогло дать желаемого результата. *Не только нет прямых доказательств существования* такой конвекции, но и нельзя считать доказанной саму возможность ее существования и, что самое главное,— ее способность создать нужные эффекты. Анализ этого будет дан в последующих разделах.

Кох (во введении к сборнику, Cox, 1973) *пишет: «Центральная идея тектоники плит* сравнима с теорией атома Бора по своей простоте, элегантности и способности объяснить широкий круг данных наблюдений о нашей планете».

Нельзя не согласиться с большой гибкостью этой концепции, однако эта гибкость напоминает *скорее гибкость космологической системы* Птоломея, чем стройность современной теории атома, которая по своей сущности является физической теорией. Тектоника плит до настоящего времени, как и система Птоломея, чисто кинематическая и как последняя проявляла огромную гибкость благодаря возможности введения *все новых и новых эпициклов, так и тек*тоника плит, допуская введение по потребности все новых областей расширения, новых плит, отмирания одних и замены их другими, позволяет *нарисовать кинематическую картину*, согласующуюся с любым набором данных. Однако эта концепция еще не дошла до той картины строения солнечной системы, которая стройно вытекает из закона всемирного тяготения. Ведущей физической основы, аналогичной закону Ньютона, в тектонике плит пока еще нет.

«Новая глобальная тектоника» не является первой концепцией, претендующей на построение картины общего тектонического развития Земли. Если не считать сравнительно неполных и мало популярных попыток или очень старых построений, то ей предшествовали две главные глобальные геотектонические гипотезы — *контракционная гипотеза и гипотеза дрейфа континентов* Вегенера. Наибольшего внимания заслуживает контракционная гипотеза, так как именно она с гораздо большим правом в условиях своего времени могла претендовать на роль теории развития Земли. Вытекая как логическое следствие из космогонической гипотезы *Канта—Лапласа, контракционная гипотеза с* момента своего формирования (Elie de Beaumont, 1852) до геологического синтеза на ее основе (Suess, 1883—1909) была концепцией, покоящейся на ясной физической идее, давав-

Рис. 2. Схема плит земной коры



шей конкретный физический механизм развития планеты, обеспечивавший действие необходимых сил. Все последующие концепции такой физической обоснованности не имели.

Хотя контракционная гипотеза в своем классическом виде и оказалась несостоятельной, тем не менее некоторые стороны этой гипотезы, связанные с эффектами изменения объема планеты, с ходом изменения температуры во времени, заслуживают внимания и будут рассмотрены ниже.

Нет нужды рассматривать сейчас критику контракционной гипотезы или гипотезы дрейфа континентов (Вегенер, 1924; Du Toit, 1937), которая уже стала достоянием истории. Кроме того, у нас нет возможности в данной работе подробно анализировать концепции тектоники плит. Это отчасти уже было сделано (Kahle, 1974; Герасимов, Живаго, Коржуев, 1974; Белоусов, 1970; Engel e. a., 1974; и в ряде других работ) и делается теперь. Многочисленны работы, выполненные с позиции тектоники плит, они широко известны, и одно их перечисление заняло бы слишком много места. Сравнительно менее известны работы критического характера (Kahle, 1974). Поэтому вслед за кратким изложением основных положений этой концепции, сделанным нами выше, мы сочли необходимым отметить также и некоторые спорные моменты и трудности, содержащиеся в этих основных положениях.

Далеко не очевиден главный постулат концепции о наличии обширных (тысячи километров протяженностью) жестких плит, способных перемещаться в горизонтальном направлении на тысячи километров и не испытывать при этом каких-либо значительных деформаций во внутренних частях. Изученность океанического дна еще не столь велика, чтобы можно было составить детальное представление о его строении. Однако даже имеющиеся данные (например, на рис. 2) показывают, что Тихоокеанская плита и плита Наска рассечены многочисленными разломами и состоят из набора гораздо более мелких блоков. Эта раздробленность на мелкие блоки океанских плит уже отмечалась (Harrison, Ball, 1973) и в последнее время подтверждалась магнитными данными (Головков, 1972). В отношении континентальных частей плит хорошо установлено, что Русская платформа рассечена системой глубинных разломов, превращающих ее в мозаику блоков (с размерами в сотни километров), как это видно из рис. 3 (Каляев, 1974). Эти разломы хорошо прослеживаются как геологическими методами, так и глубинным сейсмическим зондированием, данные которого ясно показывают, что разломы эти не ограничиваются земной корой и глубоко проникают в литосферу (Чекунов, 1972; Субботин и др., 1976).

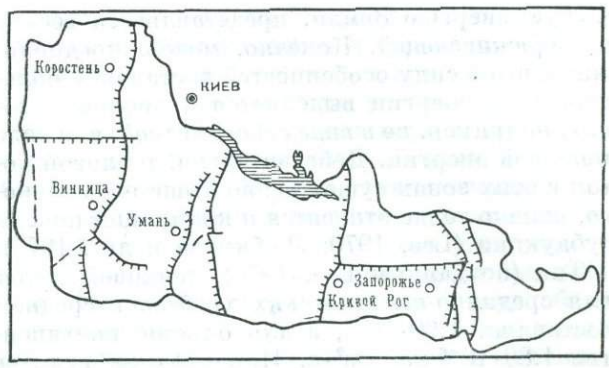


Рис. 3. Схема глубинных разломов и блоковой структуры Украинского щита

Особенно важно, что хотя время заложения этих разломов в большинстве случаев очень древнее, тем не менее в течение всей истории платформы происходило поступательно-вращательное движение блоков относительно друг друга (Субботин и др., 1976).

Об этом же для океанов говорит и состояние изостатической компенсированности, для осуществления которого участки с размерами 100 км и более должны испытывать достаточно свободные вертикальные перемещения (McKenzie, Bowin, 1976). Более того, подвижки блоков по разломам продолжаются и в настоящее время, что видно из того, что с зонами разломов совпадают зоны резких изменений скоростей современных вертикальных движений земной коры, так что каждый из блоков характеризуется своей скоростью (Донабедов, Сидоров, 1968). При таком строении «плит» главный постулат «Новой глобальной тектоники» встречает большие трудности, если учесть, что океанические плиты плотнее астеносферы и имеет место неустойчивое равновесие.

2. Даже из рис. 1 ясно, что главная сейсмическая активность Земли сосредоточена по границам плит второго типа (зоны погружения и поглощения плит). Это так называемые Тихоокеанский и Азиатско-Средиземноморский пояса. Еще по первым сводкам (Гутенберг, Рихтер, 1948) было известно, что 85—90% всей сейсмической энергии выделяется в этих зонах.

Такая ситуация, когда почти вся сейсмическая энергия выделяется в пассивных областях «стоков», а активные области разрастания по рифтовым долинам срединно-океанических хребтов дают лишь ничтожный вклад в сейсми-

ческую энергию Земли, представляется весьма настораживающей. Конечно, можно предположить, что в силу особенностей обстановки большая доля энергии выделяется в рифтовых зонах, например, не в виде сейсмической, а в виде тепловой энергии. Действительно, тепловой поток в этих зонах существенно выше нормального, однако то же относится и к широким поясам субдукции (Lee, 1970; Любимова и др., 1973).

Так (по данным Lee, 1970), тепловой поток для срединно-океанических хребтов в среднем составляет $1{,}90 \cdot 10^{-6}$, а для окраин континентов $1{,}80 \cdot 10^{-6}$ кал/см^2·с. При сходном размере площадей этих областей нет оснований считать, что в областях расширения дна океанов количество выделяющегося из недр тепла существенно больше, чем в зонах предполагаемого поглощения литосферы. Известно, что вдоль самих рифтовых долин тепловой поток местами достигает $8—10 \cdot 10^{-6}$ кал/см^2·с., но примерно тех же значений он достигает и в областях развития вулканизма на островных дугах (Поляк, 1966). Все предложенные до сих пор объяснения больших тепловых потоков окраинных морей оказались несостоятельными.

Если к этому добавить, что именно к областям островных дуг приурочены наибольшие контрасты рельефа земной поверхности, наиболее мощные нарушения гравитационного поля, по сравнению с которыми аналогичные нарушения для срединно-океанических хребтов являются совершенно второстепенными, то придется признать, что именно области островных дуг, т. е. пассивные области «стоков» по гипотезе тектоники плит, являются средоточением наиболее энергичных, активных геотектонических процессов, захватывающих глубины до 700 км. Именно этим областям приписывается роль активного наращивания коры континентального типа (Wilson, 1959; Магницкий, 1965; Мархинин, 1967; Пущаровский, 1971). Широко распространенные схемы геологического строения и развития этих областей на основе тектоники плит оказываются совсем не однозначно следующими из геологических материалов. Даже для такого типичного для тектоники плит района, как юго-западное обрамление Тихого океана, строятся картины геологического развития, не имеющие к тектонике плит никакого отношения, а исходящие из представлений о глубоком активном процессе дифференциации с явно преобладающими первичными вертикальными перемещениями (Krebs, 1975).

3. Если исходить из основного положения тектоники плит о наращивании литосферы и океанической коры в зонах осевых рифтов срединно-океанических хребтов путем поднятия по разломам все новых порций сначала расплавленного, а затем затвердевающего материала (затвердевание сопровождается расталкиванием в стороны уже готовых более старых литосферно-коровых плит), то следует логически признать, что литосферно-коровые плиты должны иметь в основном столбчатое, а не слоистое строение. Исключение могут составить самые верхние части коры, где изливающиеся раплавы могут, растекаясь, дать слоистую структуру. Однако данные сейсмического зондирования указывают, что кора океанов и лежащая глубже литосфера имеют приблизительно горизонтально-слоистое строение (Зверев, 1970; Непрочнов, Рыкунов, 1970; Hales, 1969).

4. Одним из основных положений тектоники плит является представление, что чем далее от оси хребта, тем возраст плиты древнее (что, по-видимому, не противоречит и данным бурения). Следствием этого является большее остывание периферических частей плит, что ведет к понижению рельефа и увеличению глубины океана, а также к закономерному снижению величины теплового потока (McKenzie, 1967; Turcott, Oxburgh, 1969; Sleep, 1969; McKenzie, 1975). На рис. 4 приведен рельеф срединно-атлантического хребта и расчетная кривая, следующая из модели тектоники плит (Sleep, 1969) при скорости раздвигания 2 см/год. На рис. 5 представлено положение изотермы 1150° С (предположенная температура поднявшегося по оси хребта внедрения) в зависимости от скорости раздвигания плит. Это указывает на возможность согласования теоретической кривой рельефа дна со средней кривой наблюдений топографии почти для любого хребта.

Не будем анализировать ряд противоречий в модели, как, например, недостаточный тепловой поток. Это заставляет считать, что происходит сильный перенос тепла водами, поднимающимися из глубин, и что существуют конвективные ячейки в мантии с размерами, гораздо меньшими, чем размеры плит (McKenzie, 1975; Parsons, 1975). Такие противоречия, вероятно, могут быть устранены усовершенствованием модели. Гораздо важнее другое принципиальное расхождение. Из рис. 4 видно, что действительный рельеф своей резкой расчлененностью существенно отличается от гладкой теоретической кривой. Это отличие принципиально. Известно, что срединно-океанические «хребты» или «валы» в действительности всегда представляют довольно широкую полосу хребтов и долин с резкими и большими перепадами высот, которые затем переходят в зону холмов и

в океанические равнины. Хотя гладкость равнин отчасти вызвана маскирующим эффектом седиментации, тем не менее многочисленные зондирования показали, что и рельеф ложа осадков, границ слоев океанической коры не идет ни в какое сравнение со сложнорасчлененным рельефом срединно-океанических хребтов (Ewing e. a., 1968). Если общее снижение высот по мере удаления хребтов хорошо объясняется тектоникой плит на основе остывания литосферы (рис. 4, рис. 5), то объяснить таким путем изменение характера рельефа, его расчлененности невозможно, так как потребовало бы введения столь же расчлененной температурной кривой в литосфере. Такое построение было бы очевидно неправдоподобным.

5. Основным следствием тектоники плит является представление, что дно океанов полностью обновляется за 200—300 миллионов лет, при этом прежняя кора и литосфера поглощаются мантией. Происходит повторяющийся круговорот вещества: мантия — литосфера + кора — мантия.

Кора континентов считается не участвующей в этом процессе, так как состоит из другого, более легкого вещества, которое вернуть обратно в мантию невозможно. Более того, считается, что часть (наиболее легкая) вещества из состава океанической коры и литосферы в областях погружения постоянно выходит из кругооборота и идет на постоянное наращивание континентальной земной коры. Однако если считается, что нельзя континентальную кору вернуть обратно в мантию, то это еще более справедливо по отношению к летучим, содержащимся в веществе мантии, таким, как вода и радиогенный аргон. Уже давно было показано, что общее количество воды на Земле и Ar в атмосфере как раз в пределах точности расчетов соответствует тому количеству этих веществ, которое должно было выделиться при образовании современной земной коры (Магницкий, 1965). Если справедливо представление тектоники плит о постоянном обновлении дна океанов, которое должно было произойти несколько раз даже за послеархейский этап развития Земли, то содержание воды и Ar на Земле и в атмосфере было бы в несколько раз больше наблюдаемого.

Хорошо известный экспериментальный факт равенства среднего значения теплового потока через дно океанов и через поверхность континентов (Lee, 1970; Sclater, 1972) при известном резком различии в генерации тепла в коре и литосфере континентов и океанов весьма трудно согласовать с основными положениями тектоники плит. Это, впрочем, относится к любой концепции значительных горизонтальных перемещений земной коры, так как всегда в разное время на одни и те же участки мантии будут накладываться участки коры и литосферы с резко различной генерацией тепла, что неизбежно должно приводить к значительным неравенствам суммарного теплового потока на континентах и океанах. В тектонике плит каждая плита состоит из континентальных и океанических участков. Генерация тепла в этих областях существенно разная, подача тепла с нижней границы примерно постоянная и во всяком случае не коррелирующаяся с континентальным и океаническим участками плиты. Было

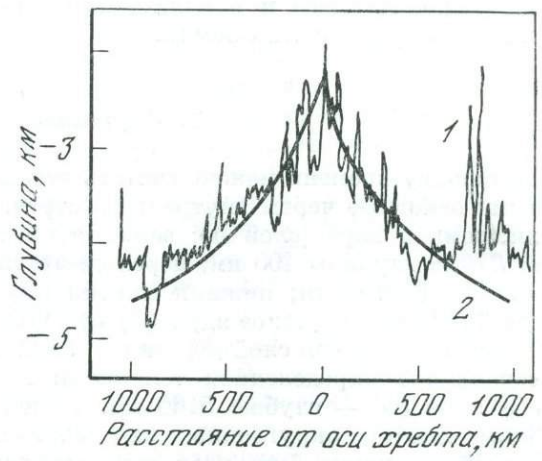
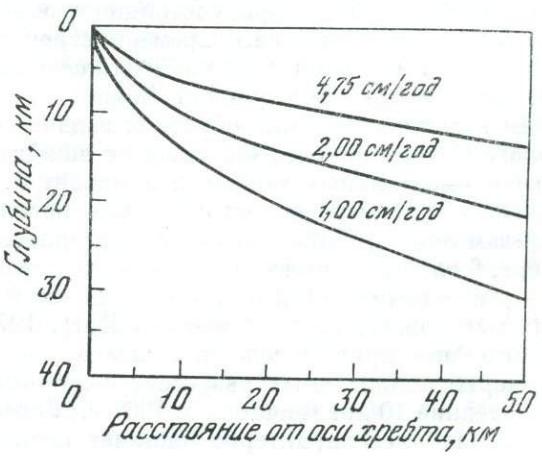


Рис. 4. Рельеф Срединно-Атлантического хребта
1 — рельеф хребта; *2* — расчетная кривая

Рис. 5. Положение изотермы 1150° С при различных скоростях раздвигания плит



сделано предположение (Sclater, 1972), что недостаток генерации тепла в океанических участках плит по сравнению с континентальными компенсируется тем, что толщина литосферы на океанах примерно в 2 раза меньше, чем на континентах. Однако такое совпадение различий в генерации тепла с толщиной литосферы кажется очень малоправдоподобным.

Приведем некоторые трудности, связанные с основными положениями тектоники плит, а не с частностями обсуждаемых схем и их приложений к тем или иным конкретным объектам, что тоже довольно часто сталкивается с немалыми возражениями, отмеченными в литературе. Однако следует подчеркнуть, что с не меньшими трудностями сталкиваются и все другие предлагавшиеся ранее и предлагаемые сейчас гипотезы общего развития Земли.

Общее состояние геотектонических концепций в настоящее время таково, что было бы преждевременным пытаться сколько-нибудь исчерпывающе аргументировать (за или против) ту или иную гипотезу. Нам представляется гораздо целесообразнее рассмотреть, конечно, в пределах существующих знаний, те возможные силы и процессы, которые действуют в недрах нашей планеты и которые должны учитываться при оценке существующих и выдвижении новых гипотез.

Так как действующие внутри Земли силы и происходящие внутри Земли процессы обусловлены ее внутренним строением и определенными термодинамическими параметрами, характерными для главных оболочек Земли, то краткому изложению этих вопросов и будет посвящен следующий раздел.

2. Внутреннее строение Земли

К настоящему времени можно считать установленными основные черты внутреннего строения Земли: земная кора (слой A); верхняя мантия (слой B); до глубины 400 км; переходный слой (C) от 400 до 900 км; нижняя мантия (D) от 900 до 2900 км; наружное ядро (E) от 2900 до 5100 км; переходный слой (F) около 5100 км с несколько неопределенной толщиной; внутреннее ядро (G) — глубже 5100 км. Конечно, глубины даются округленно, их положение в дальнейшем может быть несколько утончено.

Многими исследователями были предложены различные варианты распределения скоростей V_P и V_S продольных и поперечных волн и плотности ρ внутри Земли с учетом имеющегося экспериментального материала. Хотя, как отмечалось выше, и существуют несомненные латеральные вариации в строении Земли, проникающие до самого ядра, состояние проблемы таково, что до настоящего времени строились скоростные и плотностные модели для осредненной, сферически-симметричной Земли.

Как известно, решение обратной задачи сейсмологии неоднозначно, что вместе с ошибками в экспериментальных данных и приводит к несколько различным скоростным и плотностным разрезам Земли. Учитывая сказанное приводим на рис. 6 для примера типичные кривые для V_P, V_S и ρ в мантии Земли для двух моделей (Gilbert, Dziewonski, 1975; Anderson, Hart, 1976). Приведенные кривые содержат все характерные черты аналогичных разрезов, полученных за последние 10 лет (начиная с 1967 г.; Jonson, 1967). Наиболее характерно наличие слоя пониженных скоростей в интервале глубин 100—250 км и распадение переходного слоя (C) на два участка резкого возрастания скоростей и плотности на глубинах 400—450 и 600—700 км.

Несомненно, что в разных районах Земли эти глубины могут быть несколько различными (Whitcomb, Anderson, 1970; Алексеев и др., 1971; Hales, 1972). Наибольшие расхождения наблюдаются для строения верхней мантии до глубин 400 км. В сущности в настоящее время пользоваться для таких глубин такими осредненными моделями, как приведенные на рис. 6, нецелесообразно. Имеет смысл говорить о строении верхней мантии в том или ином конкретном географическом районе. Такие региональные модели в настоящее время начинают применяться довольно широко (Press, 1970). Наибольшее внимание уделяется положению и свойствам слоя пониженных скоростей сейсмических волн, который, как правило, отождествляется со слоем астеносферы и повышенной электропроводности (Hales, 1972; Press, 1970; Anderson, Sammis, 1970; Schmucker, Jankowski, 1972; Любимова, Бердичевский, 1976). Наиболее закономерными в этой области, повидимому, являются следующие: слой пониженных скоростей гораздо сильнее выражен в поперечных волнах, чем в продольных; слой пониженных скоростей расположен под континентами на глубинах 90—100 до 200—250 км, под океанами на глубинах 50—70 до 200—250 км; слой пониженных скоростей в тектонически активных районах сильно приподнят и возможно существование нескольких таких сло-

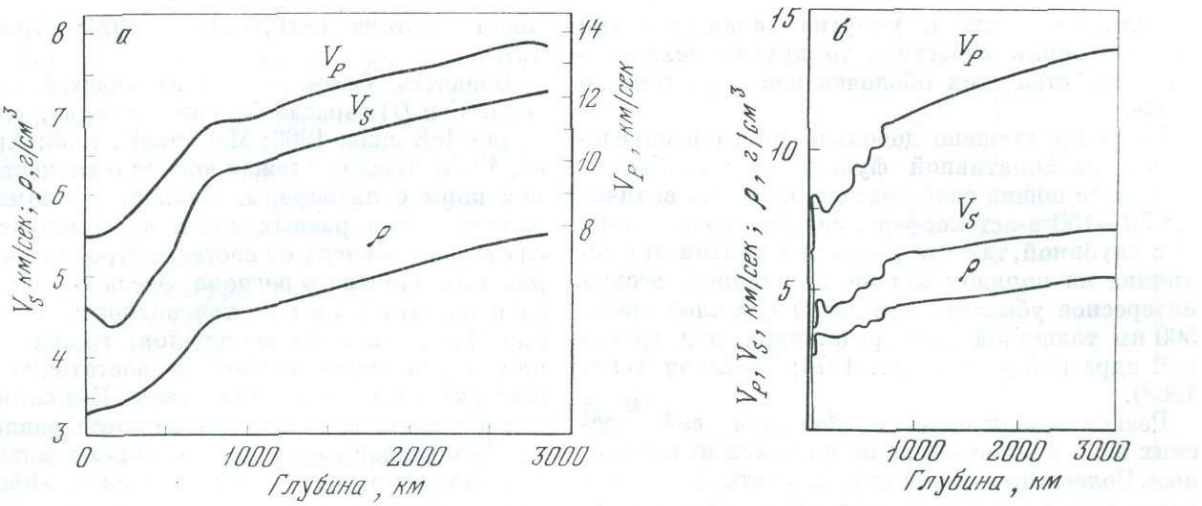


Рис. 6. Сейсмологический и плотностной разрезы мантии Земли

а — Gilbert, Dzievonsky, 1975; *б* — Anderson, Hart, 1976

ев; слой пониженных скоростей и повышенной электропроводности может существовать не везде, особенно это ясно для V_P. Для ряда платформенных районов и щитов не удается заметить хорошо выраженного понижения V_P и повышения электропроводности.

Вопросы о составе главных оболочек Земли и их физическом состоянии в настоящее время еще довольно интенсивно дискутируются.

Мы не будем останавливаться на вопросе о составе земной коры и самых верхних частях мантии, так как этому посвящены специальные главы данной монографии.

Остановимся только на слое астеносферы. Понижение скоростей V_P, V_S и повышение электропроводности в астеносфере сейчас почти общепринято приписывать частичному подплавлению вещества мантии на соответствующих глубинах. Такое подплавление чаще всего связывают со снижением температуры плавления в присутствии воды (Wyllie, 1971). Именно оно и придает слою свойство астеносферы (легкая деформируемость) с пониженной вязкостью (Артюшков, 1966). При этом часто считается, что по указанной причине и плотность астеносферы оказывается пониженной (см. рис. 6). Но именно все эти характеристики слоя астеносферы и придают ему исключительную роль в геотектонических построениях (по астеносфере скользят плиты, астеносфера обеспечивает изостатическую компенсацию, астеносфера разъединяет, ослабляет взаимодействие литосферы с процессами в мантии, из астеносферы поднимаются расплавы и др.).

Говоря о более глубоких оболочках и их границах, следует отметить, что природа переходного слоя на глубине около 400 км в настоящее время, по-видимому, не вызывает сомнений — здесь имеет место фазовый переход оливина ромбической модификации в оливин кубической, шпинелевой (Akimoto, 1972; Ringwood, 1972; Burdick, Anderson, 1975) модификации.

Существенно более спорной является природа перехода на глубине 600—700 км. Согласно одной точки зрения (Ringwood, 1972) здесь происходит фазовый переход силикатов в еще более плотную модификацию. Другая точка зрения предполагает распад в этом интервале силикатов и алюмосиликатов на смесь окислов (Altshuler, 1972; Budrick, Anderson, 1975; Магницкий, 1952, 1965; Birch, 1952). Последняя точка зрения получила довольно большую поддержку, судя по результатам лабораторных опытов (Ito, Matsumoto, Kawai, 1974; Kumazawa e. a., 1974). Таким образом, нижняя мантия состоит, по-видимому, из окислов. Кремнезем при этом находится в форме стишовита. Весьма существенно, что при описанном переходе происходит разделение Mg и Fe; Fe мигрирует вниз, а Mg — вверх. Этот процесс естественно должен вести к изменению состава, инверсии плотности и к гравитационной неустойчивости (Kumazawa e. a., 1974).

О составе земного ядра существуют еще более противоречивые мнения, однако этот вопрос для целей настоящей работы не имеет большого значения. Отметим только, что внешнее ядро эффективно жидкое уже для периодов сейсмических колебаний, что его плотность почти вдвое выше, чем плотность прилегающей мантии, и что оно обладает металлической электропроводностью.

Если плотность и упругие характеристики мантии Земли известны, то другие механические свойства этих оболочек известны гораздо хуже.

Было предложено довольно много распределений диссипативной функции Q с глубиной. Наиболее общие свойства: снижение до величины 50—150 в астеносфере, сильное возрастание Q с глубиной, так что в нижней мантии эта величина на порядок больше и, наконец, весьма интересное убывание величины Q в слое около 500 км толщиной непосредственно над границей ядра (Жарков и др., 1974; Ta-Liang Teng, 1968).

Резкое увеличение поглощения сейсмических волн в астеносфере не является неожиданным. Более того, обнаруженная в литосфере зависимость ее дробности от географического района хорошо согласуется с наличием слабых, разогретых участков, таких как под срединно-океаническими хребтами и под окраинными морями (Molnar, Oliver, 1969). В некоторых из таких районов астеносфера может вообще подходить прямо к подошве земной коры (Федотов, 1966).

Об уменьшении значения величины Q вблизи границы ядра будет сказано в следующих разделах настоящей главы.

Большое значение для правильного понимания процессов в глубинах Земли имеют данные Q вязкости ее недр. Длительность геотектонических процессов намного порядков больше, чем длительность периодов сейсмических волн, по которым оценивается Q. Таким образом, прямое сопоставление Q и вязкости невозможно, так как есть все основания предполагать, что механизмы вязкости и поглощения сейсмических волн имеют совершенно разную физическую природу (Магницкий, 1965).

К сожалению, наши сведения о вязкости недр Земли очень скудны.

Первоначально распространенные оценки в предположении, что вязкость в мантии Земли постоянна, давали значения η в 10^{22}—10^{23} пуаз. Однако этот подход малоудовлетворителен, так как вязкость очень сильно зависит от температуры и давления (Магницкий, 1965). Наличие слоя астеносферы принципиально меняет всю картину реакции Земли на внешние нагрузки и дает совершенно иные значения вязкости.

Для слоя астеносферы значения вязкости получены от 10^{19} до 10^{21} пуаз (Haskell, 1937; Артюшков, 1966; Artyushkov, 1971). Значения вязкости в астеносфере несколько меняются в горизонтальном направлении. Особенно низкие значения характерны для тектонически активных районов с повышенными значениями теплового потока (Artyushkov, 1971; Артемьев, 1975).

Вязкость более глубоких частей мантии (слои C и D) гораздо больше, не ниже, чем 10^{25} пуаз (McKenzie, 1966; McConnell, 1968; Артемьев, 1975). Весьма сложен вопрос о вязкости земной коры и литосферы. Вязкость, несомненно, различна для разных слоев в зависимости от глубины и зависит от состава, строения и истории того или иного региона. Здесь даже не всегда ясно, что понимать под вязкостью. Это может быть вязкость минералов, горных пород или эффективная «вязкость» достаточно больших участков коры и литосферы. Без сомнения, что в разных случаях проявляются различные по физической природе механизмы вязкости. Для последующего наиболее важна эффективная «вязкость» достаточно крупных участков коры и литосферы. Оказывается, что «вязкость», оцениваемая по горизонтальным смещениям в литосфере, имеет значения не менее 10^{25} пуаз, а «вязкость», оцениваемая по вертикальным смещениям, получается порядка 10^{21} пуаз (Толкунова, 1973). Это явление, вероятно, связано с уже упоминавшимся нами рассечением литосферы глубинными разломами на систему блоков.

Важнейшими параметрами, определяющими свойства вещества земных глубин и течение процессов в коре и мантии Земли, являются давление и температура. Давление в пределах существующих представлений о плотности Земли определяется достаточно уверенно, небольшие возможные коррективы не сильно влияют на рассматриваемые вопросы.

Неизмеримо хуже обстоит дело с вопросом о температуре в глубинах Земли. Крайняя скудость информации делает наши знания по этому вопросу крайне неопределенными. Геотермическая проблема имеет длительную историю, ей посвящена обширная литература. В настоящей монографии этому вопросу также посвящен специальный раздел. На рис. 7 приводятся некоторые температурные характеристики мантии Земли, начиная с глубины 100 км. Кривая *1* представляет адиабату в мантии Земли, рассчитанную с учетом фазовых переходов в слое C. За начало кривой принята точка на глубине 100 км, в которой температура определена в 1000° С как «методом реперных точек» (Magnitsky, 1971), так и методом теплового равновесия (Clark, Ringwood, 1964; Любимова, 1968). Кривая *2* дает температуру солидуса (без учета действия H_2O) в мантии Земли (Kennedy, Higgins, 1972). Кривая *3* — температура в мантии, полученная методом «реперных точек» (Magnit-

sky, 1971). Кривая *4* дает температуру ликвидуса в мантии. До глубины 400 км состав мантии принят состоящим из форстерита, от 400 до 800 км подразумевается шпинелевая фаза форстерита; глубже 800 км дана кривая плавления периклаза (Kennedy, Higgins, 1972). Таким образом, кривая ликвидуса заведомо завышена, так как плавление твердых растворов и смесей происходит при более низкой температуре. Кривая *5* — температура плавления железа (Higgins, Kennedy, 1971); кривая *6* дает температуру плавления лерцолита в присутствии H_2O.

К сожалению, учет эффекта H_2O на плавление вещества мантии весьма сложен, что значительно снижает ценность приведенных данных (Кадик и др., 1971).

Приведенные на рис. 7 кривые показывают, что в пределах достоверности расчетов кривые солидуса и температуры, рассчитанной по методу «реперных точек», совпадают. Более того, начиная с глубины 400 км и глубже, они совпадают с кривой средней температуры между адиабатой и кривой плавления, которые могут рассматриваться как нижний и верхний пределы возможных температур в мантии. Таким образом, вероятная температура почти во всей мантии очень близка к кривой солидуса. Если это так, то при любом незначительном перегреве будет происходить частичное подплавление вещества мантии в соответствующем месте и подъем более легкого выплава вверх. Конечно, каждое такое подплавление и уход выплава вверх должны менять состав мантии таким образом, что температура солидуса будет повышаться. Области мантии, потерявшие наибольшее количество выплавов, будут иметь высокий солидус, который может быть гораздо выше расчетной температуры (кривая *3*). Большие значения диссипативной функции Q в мантии говорят, что в течение эволюции Земли мантия потеряла часть компонентов и действительная кривая

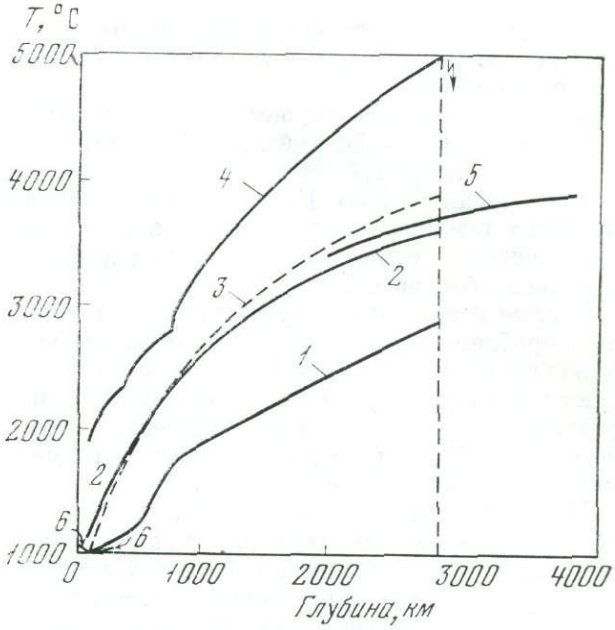


Рис. 7. Ход температуры в мантии Земли

1 — адиабата; *2* — температура солидуса («сухого»); *3* — температура, рассчитанная методом опорных точек; *4* — температура ликвидуса; *5* — температура плавления железа, *6* — температура плавления лерцолита в присутствии H_2O

солидуса лежит в настоящее время существенно выше кривой *2*. Можно только делать предположения, что наиболее активно такой процесс шел в глубоком докембрии, с чем и связаны особенности магматизма и метаморфизма в этот период. Данные геохимии, согласно которым ряд элементов поступил в земную кору с очень больших глубин, не противоречат высказанным предположениям (Виноградов, 1961). Следует также отметить, что на глубинах 1500 км градиент кривой *2* практически совпадает с адиабатическим, что говорит не в пользу возможности тепловой конвекции в нижней половине мантии.

3. Напряженное состояние Земли

О наличии напряжений в теле Земли говорит простой факт существования землетрясений. Большинство землетрясений излучают волны такого характера, который позволяет сделать вывод, что возникновение землетрясений обусловлено развитием скалывающих напряжений. Об этом же говорят и непосредственные наблюдения за деформациями в областях выхода очаговых областей на поверхность Земли.

К сожалению, кроме этих весьма общих сведений мы располагаем весьма скудной информацией о напряженном состоянии Земли.

Хорошо известно, что землетрясения приурочены к определенным, весьма ограниченным зонам нашей планеты. Однако далеко не ясен вопрос, с чем связано это явление? Возможно, что сейсмические зоны — это области наиболее активных в настоящее время тектонических про-

цессов, и напряжения сосредоточены именно в этих зонах. Это обычно наиболее часто принимаемое положение.

Возникает вопрос — существуют ли заметные напряжения вне сейсмических областей?

Как известно, глубина очагов землетрясений не превосходит 700 км. При этом энергия таких глубоких землетрясений очень велика. Возникает вопрос — существуют ли напряжения на глубинах, больших 700 км?

Вполне возможны и другие подходы к решению проблемы. Можно предположить, что напряжения более или менее равномерно охватывают всю литосферу, но передаются на большие расстояния и разрешаются землетрясениями в районах, благоприятных для этого, какими и являются сейсмоактивные зоны.

Можно сделать предположение, что процессы деформирования охватывают все области планеты, но в асейсмичных областях свойства среды таковы, что напряжения постепенно релаксируют, не вызывая землетрясений или вызывая их крайне редко, в исключительных случаях. Например, можно высказать предположение, что фазовый переход на глубине 600—700 км приводит к тому, что реологические свойства вещества, глубже 700 км, резко отличаются от реологических свойств более высоких наружных слоев, что и приводит к резкому «обрыву» землетрясений на упомянутой глубине.

Делается предположение, что приуроченность землетрясений, в том числе и глубоких, к зонам Беньофа вызвана особыми реологическими свойствами этих зон, отличными от свойств окружающей среды. Некоторые результаты наблюдений как будто подтверждают это объяснение (Oliver, Isacks, 1967; Barazangi, Isacks, 1971), хотя специальная гипотеза о погружающейся литосферной плите, постепенно ассимилируемой мантией, и не очень хорошо согласуется с внезапным обрывом мощных землетрясений на глубине около 700 км.

Особенно интересна закономерность изменения сейсмической активности островных дуг с глубиной. Во всех дугах сейсмическая активность убывает экспоненциально до глубины 200—250 км. В интервале глубин 300—450 км имеется заметный максимум, потом минимум и даже перерыв в сейсмической активности, затем до глубин 600 км снова подъем активности, которая окончательно затухает к глубине 650—700 км (Sykes, 1972). Легко видеть, что минимум активности и ее полное исчезновение приходятся как раз на интервалы глубин, где происходят фазовые переходы. Не исключено, что это связано с тем, что в областях фазовых переходов резко снижаются периоды релаксации, возрастает текучесть и падает прочность материала (Sammis, Dein, 1974).

К сожалению, плохая изученность механизма разрушения и прочностных свойств горных пород, особенно в условиях больших глубин, не позволяет подойти к оценке напряжений при землетрясениях. Оценки по данным сейсмологии и по измерениям деформаций дают значения скалывающих напряжений от 30—40 до 250—300 кг/см^2 (Магницкий, 1965; Wyss, 1970; Brune e.a., 1969). Этот вывод также находится в согласии и с тем, что отсутствует заметная тепловая аномалия вдоль разломов, по которым происходят смещения (Rodgers, Chinnery, 1973).

Столь низкие значения напряжений свидетельствуют о сложности процессов разрушения при землетрясениях. В частности, эффекты пор и микротрещин могут давать сильное снижение величин эффективных напряжений и тем самым затруднять оценку истинных напряжений (Костров, 1975; Магницкий, 1965).

Другим фактом, указывающим на наличие напряжений в теле Земли, является факт повсеместного распространения современных движений земной коры (Artyushkov, Mescherikov, 1969; Буланже, Магницкий, 1974). Эти движения, будучи неравномерными, приводят к возникновению деформаций и напряжения. Рассмотренные выше движения, деформации и напряжения при землетрясениях являются частным, специфическим случаем современных вековых движений коры и мантии Земли. Однако в огромном большинстве областей нашей планеты вековые движения не сопровождаются сейсмическими эффектами и, таким образом, напряжения в этих районах не могут быть оценены по сейсмологическим данным.

Горизонтальные перемещения точек земной коры и сопровождающие их деформации до настоящего времени измерялись преимущественно в сейсмически активных районах. Оценки напряжений, полученные по таким данным, естественно согласовывались с оценками по землетрясениям. Так, измерения за 50—60 лет в Японии дали скорость деформации менее 10^{-6} год$^{-1}$ (Kasahara, Sugimura, 1965). Для стыка Памира и Тянь-Шаня повторные геодезические измерения (Pevnev e. a., 1975) и данные экстензометров (Latynina, 1975) дают скорость деформации около 10^{-6} год$^{-1}$; наконец, данные по Новой Зеландии (Lensen, 1975) дают величину $0{,}3—7 \cdot 10^{-6}$ год$^{-1}$. За интервал времени порядка 100 лет это дает деформацию в $10^{-4}—10^{-5}$, что соответствует напряжениям порядка 10—100 кг/см^2. Если учесть, что частота повторяе-

мости землетрясений в упомянутых областях порядка 100 лет, то согласие оценки напряжений по деформациям с данными сейсмологии можно считать вполне удовлетворительным.

Существенно хуже обстоит дело с оценкой напряжений на асейсмических территориях. Для этих областей в лучшем случае известны скорости современных вертикальных движений и, следовательно, градиенты этих скоростей, величина которых лежит обычно в пределах 10^{-7}—10^{-8} год$^{-1}$ (Гофштейн, 1975, Мещеряков, 1963).

Однако переход от градиента скоростей движений к напряжениям в данном случае очень сложен и неопределенен, даже если принять, что градиент скоростей и скорость деформации одного порядка (это довольно грубое предположение, но порядок величины, видимо, сохраняется). Многое зависит от механических свойств, которыми обладает литосфера. Если считать, что литосфера обладает свойствами упругого тела, то скалывающие напряжения σ и угловая деформация ε будут связаны известным соотношением

$$\sigma = \mu\varepsilon = \mu\dot{\varepsilon}t. \qquad (1)$$

Если литосфера обладает свойствами стандартного линейного тела, то

$$\sigma = \dot{\varepsilon}\mu_\infty t + \dot{\varepsilon}\mu_\infty \Delta\tau\,(1 \sim e^{-t/\tau}). \qquad (2)$$

Для максвелловского тела имеем

$$\sigma = \dot{\varepsilon}\eta\,(1 - e^{-t\frac{\mu}{\eta}}). \qquad (3)$$

Здесь μ — модуль твердости; t — время; τ — период релаксации; $\Delta\tau \approx 0{,}3\tau$; $\mu_\infty \approx 0{,}2\mu$; η — вязкость.

Кроме того, как отмечено выше, было принято

$$\dot{\varepsilon} \approx |\operatorname{grad} V|,$$

где V — скорость вертикальных движений земной коры.

Между (1) и (2), с одной стороны, и (3) с другой — существует принципиальное различие. По (1) и (2) напряжение σ может стать сколь угодно большим при заданном $\dot{\varepsilon}$, если t достаточно велико. По (3) σ ни при каком τ не может превзойти предельного значения

$$\sigma_{\text{пр}} = \eta\dot{\varepsilon}, \qquad (4)$$

которое по форме соответствует просто случаю вязкой жидкости. (Однако для жидкости (4) справедливо всегда, а для максвелловского тела, только если $\varepsilon = C$ и $t = \infty$; кроме того, смысл η в этих случаях может не совпадать.)

Казалось бы, что отсутствие землетрясений на рассматриваемых территориях сразу заставляет отвергнуть (1) и (2). Но вполне возможно, что землетрясения бывают и на таких территориях, но только для их появления нужно очень большое t, а асейсмичность является кажущейся из-за краткости интервала времени, для которого мы располагаем информацией. В самом деле при $\varepsilon = 10^{-7} - 10^{-8}$ год$^{-1}$ нужно время $t = 10^3 - 10^4$ лет, чтобы получить деформацию $\varepsilon = 10^{-4}$, при которой обычно происходят землетрясения.

Если же перейти к (3) и (4), то легко видеть, что при тех же условиях для того, чтобы землетрясение никогда не произошло, необходимо, чтобы было $\eta < 10^{23}$ пуаз.

Для литосферы и земной коры, как это было показано в предыдущем разделе, эффективная вязкость с избытком удовлетворяет полученному условию.

Таким образом, при оценке возможных напряжений в сейсмических областях (Гзовский, 1975) обычно исходят из соотношения (4). Легко видеть, что такая оценка груба из-за недостаточного знания величины η. При $\eta = 10^{21}$ для $\dot{\varepsilon} = 10^{-7}$ год$^{-1}$ по (4) получаем возможные напряжения порядка 10 кг/см^2; следовательно, при 10^{-5} это будет всего 3—5 кг/см^2. Однако не следует придавать большого значения таким числовым оценкам, так как наши сведения о величине η могут быть грубо неверными.

Напряжения в земной коре могут быть измерены и непосредственно. К сожалению, методики таких измерений не очень хорошо обоснованы и, видимо, имеют тенденцию давать завышенные результаты. Ведутся измерения в скважинах и различных горных выработках (они по своей сути являются концентраторами напряжений), и аккуратный учет этого эффекта затруднителен. Тем не менее сейчас уже имеется большое количество таких измерений, выполненных на разных территориях (Кропоткин, 1973; Булин, 1973; Ranalli, 1975), и все они дают несколько неожиданные результаты. Оказывается, самые верхние части земной коры (до глубины 3—5 км) находятся практически всюду в состоянии довольно сильного горизонтального сжатия, доходящего до 300—500 кг/см^2. Скалывающие напряжения обычно имеют значения в 25—40 кг/см^2 и достигают изредка 100—150 кг/см^2.

Все эти результаты говорят, видимо, не в пользу любых гипотез расширения Земли или гипотез, требующих растяжения и разрывов на значительных территориях. Даже такие об-

ласти, как Исландия, дают напряжение сжатия. То же относится к рифтам Восточной Африки. Вопреки распространенным представлениям район Байкала в целом характеризуется сжатием. Растяжения здесь имеют, наверное, чисто локальный характер (Булин, 1973). Рассмотрение полученных результатов для территории США привело к выводам о большом сходстве данных по геологии и сейсмологии (Sbar, Sykes, 1973).

Один из зарубежных исследователей и основателей методов таких измерений встал на точку зрения сжатия земного шара, т. е. контракционной гипотезы (Hast, 1969).

Естественно, что делались попытки совместить эти данные с представлениями концепции тектоники плит. Однако они носят характер малоправдоподобных натяжек. Но то же самое можно сказать и почти о всех остальных геотектонических гипотезах.

Приходится признать, что результаты измерений поставили множество вопросов. Делаются попытки объяснить эти напряжения сжатия чисто местными эффектами, такими, как метаморфизм, диагенез, проникновение воды в поры, внедрение интрузий и, конечно, ошибками, неясностью основных предпосылок. Можно предположить и другие объяснения, как, например, местная контракция, возникающая при прогибании поверхности Земли, при котором происходит сокращение поверхности (Магницкий, 1965). Но практически все эти объяснения имеют тот недостаток, что перечисленные явления должны были бы почти столь же часто вызывать и явления местного растяжения, которые на самом деле всегда имеют место, о чем свидетельствует столь широко распространенная трещиноватость горных пород. Делались попытки объяснить наблюдаемые напряжения сжатия консервацией древних тектонических напряжений. Но опять же возникает вопрос: почему сохраняются только напряжения сжатия? Конечно, некоторое объяснение этому есть. Напряжения сжатия почти не релаксируют в отличие от растягивающих и скалывающих. Но результаты измерений показывают, что сжатие пород неравномерно и всегда наблюдаются еще и скалывающие напряжения от 10 до 150 кг/см².

Следующая особенность измеренных сжимающих напряжений состоит в их линейной зависимости от глубины залегания породы (Hast, 1969; Булин, 1973). Среднее напряжение сжатия, по Хасту, дается формулой

$$\frac{\sigma_x + \sigma_y}{2} \approx 93{,}1 + 0{,}5L, \qquad (5)$$

где σ — в кг/см², l — в м.

Из (5) следует, что на поверхности Земли горизонтальное сжатие в среднем близко к 100 кг/см². Позже подобные формулы были получены для разных районов земной коры с разной тектоникой, но в принципе (Ranalli, 1975) они оставались того же типа, что и (5).

Линейная зависимость, казалось бы, говорит в пользу эффекта веса толщи горных пород (геостатическое давление) как источника напряжений. Но этому противоречит большое напряжение при $L = 0$ и то, что $\frac{\sigma_x + \sigma_y}{2}$, как правило, превосходят величину, вызываемую геостатическим давлением. Даже для условий гидростатики коэффициент при L в (5) должен бы быть 0,27—0,30. (Такой коэффициент обычно и получается для вертикальной составляющей σ_l, что указывает и на отсутствие грубых принципиальных ошибок в методике измерений.)

Остается совершенно неясным, до каких глубин L справедливы полученные формулы. Из общих соображений, наверное, уже в астеносфере следует ожидать условий, близких к гидростатическим.

4. Теоретическая оценка некоторых вероятных источников напряжений в теле Земли

Одним из наиболее очевидных возможных источников напряжений в теле Земли является изменение ее температуры во времени.

Именно это явление было положено в основу классической контракционной гипотезы. Не говоря о том, что самые исходные ее предположения сейчас уже не выдерживают никакой критики (Любимова, 1968), можно показать, что она просто противоречит наблюдаемым фактам.

Исходя из самых благоприятных для гипотезы контракции предположений было показано, что сокращение радиуса Земли за тектонический цикл ($2 \cdot 10^8$ лет) не превосходит 0,6 км или за всю историю планеты после ее затвердения (если предположить, что таковое вообще имело место) не превосходит 10 км. Самые минимальные геологические оценки требуют сокращение радиуса планеты на порядок больше (Hales, 1953).

Отказываясь от контракционной гипотезы в ее классическом варианте, все же следует оценить возможный эффект изменений температуры Земли во времени. Существование изменений температуры недр нашей планеты в течение ее истории не вызывает сомнений. Изменения эти неравномерны по глубине. Следовательно, в теле Земли, даже в случае сферической симметрии, должны возникать термоупругие напряжения. Вероятно, первая попытка связать изменения температуры планеты с напряжениями и сейсмичностью с позиций контракционной гипотезы была предпринята еще в прошлом веке Дарвином и позднее исследователем Хейлсом (Hales, 1953).

С позиций современных представлений о тепловой истории Земли такой анализ был сделан в работах Любимовой и Магницкого (Lubimova, Magnitzky, 1964; Магницкий 1965), показавших количественную согласованность темпа накопления энергии термоупругих деформаций с темпом сбрасывания сейсмической энергии по Земле в целом. Здесь приводятся результаты работы, учитывающей и силы гравитации (Биргер, Жарков, 1972). Было показано, что за всю историю Земли (около $5 \cdot 10^9$ лет) ее радиус за счет температурного эффекта увеличился более чем на 80 км. Не существовало периодов, когда радиус Земли в целом или радиус внутренних ее сфер испытывал бы уменьшение под действием меняющейся температуры. За последние 10^9 лет радиус Земли возрастал со скоростью 2,5 мм за 1000 лет.

Распределение окружных напряжений в теле Земли существенно менялось во времени и по глубине. Так как расчеты выполнялись для упругой сферы без учета релаксации, то численные значения напряжений не имеют реального смысла. Имеют смысл лишь скорости накопления напряжений.

Тем не менее отметим, что окружные напряжения меняют свой знак в зависимости от глубины, обращаясь в ноль на глубинах около 900—1000 км. Темп изменения напряжений для последнего миллиарда лет в среднем равен 3—10 дин/см^2·год в верхних нескольких сотнях километров Земли.

Поведение скалывающих напряжений несколько напоминает описанную картину. Однако на глубине порядка 1000 км хотя и имеется минимум, но знак напряжений не меняется, а меняется знак приращения напряжений. Знак самих напряжений меняется на очень малых глубинах — около 100—200 км. Скорость накопления скалывающих напряжений в верхних частях Земли в среднем за последние 10^9 лет имеет тот же порядок, что и для окружных напряжений.

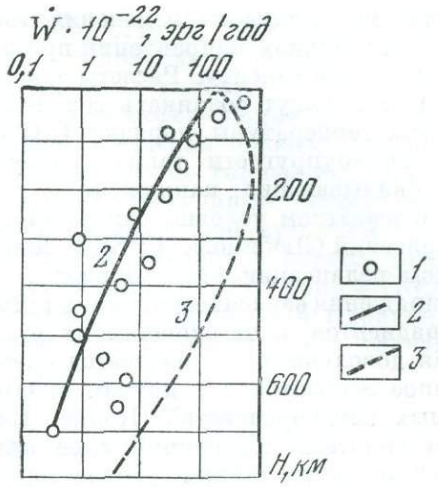


Рис. 8. Глобальное распределение сейсмической энергии по глубине

1 — экспериментальные данные; *2*, *3* — расчетные кривые: *2* — однородная мантия и *3* — неоднородная мантия

При таком темпе накопления напряжений нужно около 10^6 лет, чтобы наступило землетрясение. Учет релаксации по модели максвелловского тела показывает, что действительно для характеристики напряженного состояния существенна только скорость накопления деформаций, а не их полная величина от начала процесса. При этом оказывается, что при временах релаксации вещества, меньших 10^6 — 10^7 лет, скалывающие напряжения не достигают значений 10^8 дин/см^2, а следовательно, землетрясения возникнуть не могут (Попов, 1963).

Такой результат согласуется с тем, что большая часть территории Земли асейсмична. Однако если сделать предположение о передаче напряжений на большие расстояния и о снятии их в сравнительно узких сейсмических зонах, где и сбрасывается энергия термоупругих напряжений, накапливаемых по всей Земле, то получается неплохое согласие с данными наблюдений о выделении сейсмической энергии на разных глубинах Земли в целом. Сказанное видно из рис. 8 (Магницкий, 1965).

Сосредоточение землетрясений в некоторых определенных областях можно связывать или со специфическими прочностными характеристиками этих областей или с накоплением в них добавочных напряжений.

Источниками накопления добавочных напряжений могут быть, например, температурные неоднород ности. Одним из примеров таких неодно-

родностей могут служить изменения температуры в горизонтальном направлении при переходе от океана к континенту. Расчеты показывают, что при этом могут возникать горизонтальные градиенты температуры порядка 1° С/км. Для случая термоупругости такие градиенты создают скалывающие напряжения, превосходящие с избытком условия для возникновения землетрясений (Любимова, 1968). К сожалению, процессы релаксации опять приводят к тому, что напряжения зависят не от самих температурных градиентов, а от скорости их изменения, которая довольно плохо поддается оценке. Все сказанное относится и к другим видам температурных неоднородностей (Попов, 1966).

Если гипотеза контракции в ее классическом виде не может служить удовлетворительной основой для построения современной геотектонической теории, то в сущности тоже относится и к другим ее разновидностям.

Основными разновидностями контракционной гипотезы являются предположения об изменениях объема Земли в процессе дифференциации ее вещества или в процессе смещения по радиусу положения различных фазовых границ. Оценка возникающих при этом напряжений и изменений радиуса Земли может быть проведена по формулам, аналогичным для термоупругих напряжений

$$u(r) = \frac{1}{r^2}\int_0^r (r')^2 \left(\frac{\delta V'}{V'}\right) dr',$$

$$\sigma(r) = \frac{K\mu}{\lambda + 2\mu}\left(\frac{\sigma V}{V} - \frac{3}{r^3}\int_0^r (r')^2 \left(\frac{\delta V'}{V'}\right) dr'\right), \quad (6)$$

где $u(r)$ — изменение радиуса; r' — текущий радиус; K, μ, λ — упругие модули; τ — скалывающие напряжения; $\delta V/V$ — относительное изменение объема на расстоянии r от центра.

Величина δV находится из процесса дифференциации или из данных о фазовых переходах. Как показывает рассмотрение процесса дифференциации, изменение радиуса Земли (R) может достигать 300—200 км. Однако величина напряжений, возникающих при этом, сильно зависит от конкретной схемы процесса дифференциации. Если при этом $\delta V/V$ постоянна, т. е. происходит равномерное изменение объема, то из (6) следует, что скалывающие напряжения возникать не будут. Но легко построить схемы дифференциации, ведущие к появлению огромных напряжений. Однако учет процессов релаксации и в этом случае ведет к тому, что напряжения определяются не величиной $\delta V/V$, а главным образом скоростью изменения этой величины. К сожалению, в настоящее время сказать что-либо определенное в этом отношении нельзя.

Смещение фазовых границ также сопровождается изменением объема. Наибольший эффект следует ожидать от металлизации вещества Земли, что приводит к образованию ядра, состоящего из металлизованных окислов и силикатов. Учитывая огромную разницу в плотностях мантии и ядра, подобная схема приводит к колоссальному эффекту. К сожалению, как показали исследования многих авторов, такой процесс должен был завершиться еще в догеологический этап развития нашей планеты, а потому он лежит вне пределов, рассматриваемых в настоящей монографии.

Смещения других фазовых границ, таких, как границы астеносферного слоя, граница Мохо, в связи с изменениями температуры Земли во времени должны были происходить. Однако количественные оценки этих смещений и их возможного тектонического эффекта в большинстве случаев пока не позволяют получить определенные выводы из-за крайней ограниченности имеющихся данных. Другой причиной недостаточной исследованности этих явлений является необходимость решать задачу Стефана о движении фазовой границы, задачу, крайне сложную, а в интересующих нас случаях еще более усложненную необходимостью учитывать изменения объема при фазовом переходе (Карслоу, Егер, 1964).

Для случая сферической фазовой границы, перемещающейся с постоянной скоростью V (к центру или от центра Земли), окружные напряжения σ в среде Максвелла определяются, по Я. Б. Сигалову, по формуле

$$\sigma = 3\frac{\mu\delta V\tau}{r^3}\{V^2\tau^2(1 - e^{-t/\tau}) + [r_0 + V(t - \tfrac{1}{3}\tau)]^2 - e^{-t/\tau}(r_0 - \tau V)^2\} + \rho g(r - r_0), \quad (7)$$

где δ — относительный перепад плотности на границе; τ — период релаксации; r_0 — радиус границы в исходном положении; ρ — плотность до перехода; g — ускорение свободного падения.

Для случая $V = 1$ см/год; $\delta = 0{,}1$; $\mu = 3\cdot10^{11}$ дин/см^2 и $r_0 = R - 50$ км Я. Б. Сигалов дает значения напряжений, приводимые на рис. 9. Из рисунка видно, что напряжения могут достигать $10^7 - 10^5$ дин/см^2 только при очень больших периодах релаксации в миллионы лет, что указывает на малую вероятность возникновения землетрясений таким путем. Однако медленные движения фазовых границ могут дать вполне ощутимые геологически результаты в виде значительных вертикальных

смещений соответствующих участков земной поверхности. В этом отношении наиболее интересны исследования движений, вызываемых эрозионной и седиментационной разгрузкой и нагрузкой в комбинации со смещением фазовой границы. Считая, что граница Мохо обусловлена фазовым переходом габбро — эклогит, были рассчитаны движения земной поверхности и границы Мохо (van de Lindt, 1967; Joyner, 1967). На рис. 10 представлен ход во времени положения этих границ (Joyner, 1967). На первом этапе происходит седиментация в бассейне с первоначальной глубиной 0,5 км. В процессе седиментации под действием нарастающего давления происходит смещение вверх границы Мохо и утонение слоя габбро, что вместе с увеличивающейся нагрузкой ведет к погружению первоначальной поверхности коры и к накоплению около 3 км слоя осадков. Однако к этому времени эффект прогрева заставляет фазовую границу смещаться вниз, толщина слоя габбро возрастает, поверхность Земли начинает подниматься, и начинается период эрозии. Затем цикл повторяется снова. Длительность цикла составляет 200—300 млн. лет. Конечно, представление о границе Мохо как о фазовой вызывает серьезные возражения, тем не менее приведенные расчеты не теряют своего значения, так как могут быть с соответствующей модификацией отнесены к какой-либо другой фазовой границе в коре или верхней мантии.

Источником напряжений в коре и мантии Земли могут служить также изменения скорости вращения нашей планеты, которые ведут к изменению фигуры равновесия, а следовательно, к деформациям и напряжениям. Деформации могут быть весьма значительными, однако эффект релаксации не позволяет дать обоснованную оценку напряжениям. Единственный путь, который может дать надежную оценку, состоит в сопоставлении полученной из наблюдений фигуры Земли с ее фигурой равновесия. Расхождение в сжатиях этих двух фигур таково, что позволяет оценить реально существующие напряжения в 10^7 — 10^8 дин/см^2 (Jeffreys, 1963). Эта оценка оказалось неожиданно большой. Если бы это было так, вся земная кора и верхняя мантия были бы в состоянии на грани землетрясения. Одним из возможных объяснений этого является предположение, что реальная фигура Земли отвечает условиям не статического, а динамического равновесия, когда в мантии имеют место течения, поддерживающие отклонения наблюдаемой фигуры Земли от статической фигуры равновесия (Dicke, 1969). Другое объяснение связывает отмеченные уклонения с неправильностями в строении больших глубин.

Наконец, в литосфере Земли могут возникать вертикальные смещения и соответствующие напряжения, вызванные горизонтальными относительными перемещениями литосферы и астеносферы. Возникающие при этом смещения могут достигать десятков — первых сотен метров, напряжения — 10^6 — 10^7 дин/см^2 (Калашникова, Каракин, Магницкий, 1974; Каракин, 1975).

Основное уравнение для этого случая имеет вид

$$\frac{\partial L}{\partial t} - \frac{h_0^3 \rho g}{12\eta} \cdot \frac{\partial^2 L}{\partial x^2} = \frac{U}{2} \cdot \frac{\partial L_0}{\partial x}, \qquad (8)$$

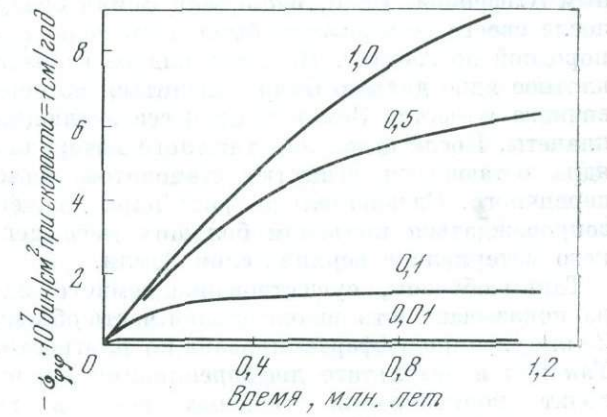
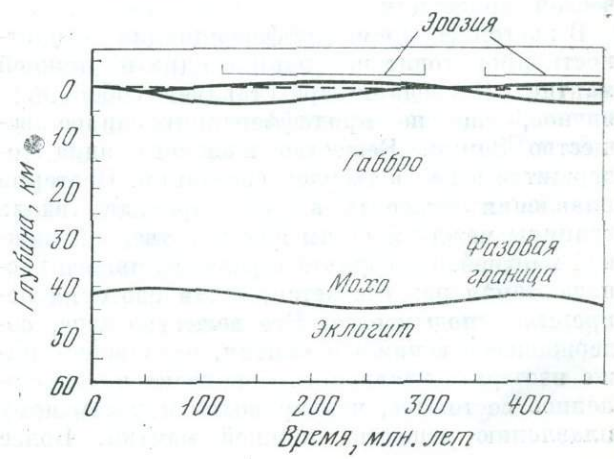


Рис. 9. Окружные напряжения, вызываемые смещением фазовой границы

Цифры на кривых означают период релаксации в млн. лет

Рис. 10. Вертикальные движения земной коры и циклы эрозии и седиментации как результат взаимодействия изостазии и фазового перехода



где

L — вертикальное смещение земной коры; h_0 — средняя толщина астеносферы; ρ — плотность астеносферы; η — вязкость астеносферы; U — скорость относительного горизонтального смещения литосферы в направлении оси x; L_0 — ордината подошвы литосферы (ее рельеф).

При этом величина смещения определится из формулы

$$L_{\text{пред}} = \frac{12\eta l^2}{h_0^3 \rho g} \cdot \frac{U_0}{2} \cdot \frac{\partial h_0}{\partial x}, \qquad (9)$$

где l — длина полуволны рельефа подошвы литосферы.

5. Дифференциация по плотности и движения вещества в недрах Земли

Основной характерной особенностью внутреннего строения Земли является существование жидкого ядра, более плотного, чем окружающая его мантия. Согласно современным данным (Сафронов, 1969), первичная Земля сразу после своего образования была достаточно однородной по составу. Поэтому жидкое и более плотное ядро должно было выделиться из первичного вещества Земли в процессе эволюции планеты. После отделения тяжелого материала ядра остающееся вещество становится легче первичного. Следовательно, рост ядра должен сопровождаться подъемом больших масс легкого материала в верхние слои Земли.

Таким образом, существование земного ядра показывает, что значительная часть объема Земли уже продифференцирована по плотности. Так как в результате дифференциации происходит концентрация тяжелых веществ во внутренней части Земли, а легких — во внешней, то эта дифференциация является основным фактором, определяющим внутреннее строение Земли и его эволюцию во времени. С другой стороны, перемещение в Земле веществ с различной плотностью должно приводить в движение ее недра, создавая здесь мощные крупномасштабные движения. Совокупность этих движений (Артюшков, 1968, 1970) носит название химической конвекции.

В настоящее время дифференциация по плотности происходит на границе ядра и нижней мантии. Последняя представляет собой первичное, еще не продифференцированное вещество Земли. Вещество внешнего ядра содержится в ней в твердом состоянии. Изотерма плавления вещества в ядре проходит вдоль границы между жидким ядром и твердой нижней мантией. В результате радиоактивного распада Земля разогревается, и эта изотерма непрерывно подымается. Все вещество ядра, содержащееся в нижней мантии, оказавшись ниже изотермы плавления, переходит в расплавленное состояние, что приводит к частичному плавлению вещества нижней мантии. Более тяжелое вещество ядра оседает в расплаве и присоединяется к жидкому ядру. После этого под нижней мантией остается смесь нерасплавленных веществ, более легкая, чем нижняя мантия, которая еще содержит тяжелое вещество ядра.

Существуют две основные точки зрения по поводу состава внешнего ядра. Согласно одной из них, ядро состоит в основном из железа (Джеффрис, 1960; Жарков, 1962; и др.). Плотность чистого железа для внешнего ядра не подходит — железо при таких давлениях и температурах значительно тяжелее. Поэтому многие авторы полагают, что ядро состоит из смеси железа и какого-либо другого, более легкого элемента — серы, кремния, углерода и др. (Апьтшулер и др., 1968; и др.). Это, однако, очень маловероятно. В поле силы тяжести в жидком ядре — слое глубиной около 2000 км — возникло бы расслоение такой смеси. Железо преобладало бы в нижней части внешнего ядра, а более легкий элемент — в верхней. Сейсмологические данные такого расслоения не обнаруживают. Поэтому внешнее ядро по всей своей глубине должно состоять не из смеси веществ, из какого-то одного химического соединения (Artyushkov, 1972). Так как масса ядра очень велика, то это соединение должно включать элементы из числа наиболее распространенных. Наиболее вероятно, что таким соединением является окисел железа FeO (Дубровский, Паньков, 1972). В этом случае на границе ядра должно одновременно происходить не только его плавление, но и фазовый переход в более плотную металлическую фазу. Такого рода переходы при давлениях $\sim 10^6$ бар были недавно обнаружены для окислов, из которых состоит нижняя мантия (Kawai, Mochizuki, 1971; Верещагин и др., 1974; Kawai, Nishiyama, 1974; и др.).

Согласно другой точке зрения, внешнее ядро состоит из некоторого силиката, который в мантии содержится в твердом состоянии, а на границе с ядром переходит в значительно

более плотную металлическую фазу с разжижением (Ramsay, 1949; Levin, 1963). Однако описанный процесс дифференциации по плотности на границе ядра и мантии не зависит от состава внешнего ядра. Дифференциация происходит в любом случае при расплавлении вещества ядра, содержащегося в нижней мантии.

Помимо вещества ядра в частичном расплаве нижнего слоя нижней мантии опускаются также и более тяжелые вещества, в первую очередь тяжелые неокисленные металлы. Они тонут в жидком внешнем ядре, и с этим процессом можно связать образование более плотного внутреннего ядра. Опускание тяжелого материала создает во внешнем ядре конвективные течения, которые можно считать основным источником магнитного поля Земли. Выделение потенциальной энергии при осаждении в ядре тяжелого материала по порядку величины равно 10^{27} эрг/год. Этого вполне достаточно для поддержания наблюдаемого магнитного поля.

После опускания вещества ядра и тяжелого материала остается слой легкого материала. Таким образом, создается конвективная неустойчивость, и легкий материал должен периодически поступать в верхние слои Земли. Определим его возможное расположение. Согласно большинству сейсмологических данных, нижняя мантия, за исключением самого нижнего слоя, почти однородна в горизонтальном направлении. Предполагается, что ее плотность изменяется с глубиной по адиабатическому закону. Напротив, верхняя мантия и кора содержат большое число неоднородностей. Здесь плотность быстро нарастает с глубиной, особенно в верхних слоях. Поэтому в первом приближении нижнюю мантию можно рассматривать как первичное, еще не продифференцированное вещество Земли. Тогда верхняя мантия представляет легкий материал, выделившийся за время жизни Земли у границы раздела ядра и мантии.

Рассмотрим движения в нижней мантии, связанные с подъемом легкого материала. Непрерывное накопление легкого материала под нижней мантией достаточно близко к ситуации, когда слой жидкости нагревается снизу и за счет этого становится здесь легче. Как известно, в таком случае, если жидкость охлаждается сверху, обычно возникает замкнутое периодическое движение — тепловая конвекция, переносящая нагретую и более легкую жидкость наверх. Поэтому если нижняя мантия адиабатически однородна, то наиболее вероятно, что в ней также существуют замкнутые периодические движения. При этом легкий материал должен переноситься наверх и поступать в верхнюю мантию вдоль границ или в центре конвективных ячеек.

Существуют, однако, важные результаты, которые ставят под сомнение адиабатическую однородность нижней мантии. В. А. Магницким (1968) было показано, что в верхней части нижней мантии температура нарастает с глубиной значительно быстрее, чем по адиабатическому закону. Если бы нижняя мантия периодически переворачивалась, то распределение температуры в ней было бы близко к адиабатическому. Сверхадиабатический градиент температуры означает, что периодические замкнутые движения в нижней мантии отсутствуют. Отсутствие таких движений, несмотря на дифференциацию у подошвы мантии, скорее всего является следствием того, что плотность нижней мантии нарастает с глубиной быстрее, чем по адиабате.

Если замкнутые конвективные движения в нижней мантии невозможны, то легкий материал должен здесь подыматься наверх крупными блоками —«каплями». Подъем в поле силы тяжести блока легкого материала приводит к дополнительному нагреванию окружающего вещества нижней мантии и к понижению его вязкости. Таким образом, создается своего рода канал, по которому происходит подъем следующих крупных масс легкого материала.

Для горных пород характерна сильно нелинейная зависимость скорости деформации от добавочных напряжений. С ростом напряжений скорость деформации обычно резко возрастает. Поэтому движения в нижней мантии должны начинаться только после накопления под этим слоем достаточно большого количества легкого материала. Как показано ниже, вертикальные и горизонтальные движения земной коры связаны в конечном счете с подъемом из глубины легкого нагретого материала. Как известно, интенсивность тектонических движений периодически изменяется. Она достигает наибольшей интенсивности в начале и конце тектонических циклов длительностью порядка 200 млн. лет, в середине циклов движения являются значительно менее мощными. Эту закономерность можно связать с прерывистым характером подъема легкого материала с границы ядра и мантии.

Поскольку легкий материал поднимается в нижней мантии на расстояние в 2000 км, то при этом в поле силы тяжести выделяется очень большая потенциальная энергия, порядка нескольких единиц на 10^{27} эрг/год. За ее счет нижняя мантия за время жизни Земли должна

была дополнительно нагреться на 500—1000° С, что сравнимо с подогревом за счет радиоактивного распада. Средняя работа, производимая конвекцией в мантии того же порядка величины, но в несколько раз меньше тепловой энергии $Q \sim 10^{28}$ эрг/год, теряемой Землей через поверхность. Однако из-за прерывистости конвекции ее мощность увеличивается по крайней мере в несколько раз в периоды активизации тектонических движений.

Таким образом, в результате дифференциации по плотности в мантии выделяется очень большая энергия. Эта механическая энергия идет на поддержание движений вещества и лишь в конечном итоге превращается в тепло. Поэтому конвективные движения, переносящие наверх легкий материал, являются чрезвычайно мощными.

В результате химической конвекции в верхнюю мантию поступают массы легкого материала, представляющего смесь различных минералов. Как следует из геологических и геохимических данных, в верхней мантии должна происходить добавочная дифференциация легкого материала. Действительно, более легкая земная кора по своему составу отличается от подстилающей мантии. Кроме того, она содержит ряд веществ в концентрации, резко превосходящей наиболее вероятные средние для Земли значения (Ronov, Jaroshevsky, 1969). Например, содержание радиоактивных элементов в коре соответствует их начальному содержанию в первичной Земле в слое мощностью $\sim 10^3$ км. Следовательно, дифференциация легкого материала происходит в самых широких масштабах.

Дифференциация возможна только после расплавления значительного объема легкого материала. При этом отделяется не только вещество земной коры, но разделяются по плотности и другие вещества. В результате легкие вещества продолжают подыматься, а наиболее тяжелые — опускаются в нижние слои верхней мантии. Температура плавления минералов обычно падает с уменьшением давления. Поэтому по мере подъема легких веществ может происходить последовательное расплавление все новых и новых компонент легкого материала. При этом возможна неоднократная дифференциация на различных глубинах в верхней мантии. Таким образом, в этом слое образуется распределение вещества со сверхадиабатическим градиентом плоскости.

Расплавление легкого материала в верхней мантии должно быть связано с тем, что, поступая с большой глубины, он оказывается аномально нагретым. Между подошвой и кровлей верхней мантии предполагается существование сверхадиабатической разности температур порядка 1000—1500° (Любимова, 1968). Значительный сверхадиабатический градиент температуры, как отмечалось, может существовать и в нижней мантии. В верхнюю мантию поступают очень крупные блоки легкого материала. Поэтому скорость их движения в поле силы тяжести должна быть достаточно высокой, а теплообмен с окружающей мантией относительно невелик. В результате блоки легкого материала внутри верхней мантии оказываются сильно нагретыми по отношению к окружающим областям.

Непродифференцированный легкий материал должен подыматься до уровня, где его плотность сравнивается с плотностью окружающих слоев, т. е. примерно до середины верхней мантии. Однако вначале из-за своей относительно высокой температуры он может подняться значительно выше.

Большая часть увеличения плотности в нижних слоях верхней мантии связывается с различными фазовыми переходами. Давление перехода обычно возрастает с температурой. Следовательно, многие компоненты горячего легкого материала будут находиться в легких фазах на тех глубинах, где при обычной температуре они находились бы в более плотных фазах. Это должно сильно уменьшить плотность легкого материала, и в результате он может подняться до самых верхних слоев мантии. Подъем легкого материала в зону низких температур плавления будет сопровождаться особенно интенсивным расплавлением его компонент и дифференциацией по плотности. Весьма вероятно, что основной областью плавления является астеносфера.

Наиболее легкие вещества, выделившиеся в процессе дифференциации, всплывают к разделу Мохо, вызывая, таким образом, изостатическое поднятие коры. С этим явлением связано образование срединно-океанических поднятий и поднятий на активизированных платформах. Мантия под такими структурами является аномально легкой (Talwani e. a., 1965) и аномально нагретой (Molnar, Oliver, 1969). Она, очевидно, представляет материал, недавно поднявшийся с большой глубины в процессе химической конвекции. Этот материал имеет аномальную плотность из-за сильно повышенной температуры. Охладившись, он приобретает нормальную для мантии под корой плотность.

В связи с этим можно предположить сущест-

вование следующего типа тектонических движений. Если поднятие за счет поступления под кору аномально легкой мантии развивается на континенте, то оно сопровождается эрозией верхних частей коры. В результате может оказаться срезанной значительная часть гранитного слоя. После охлаждения мантии она приобретает нормальную плотность. Тогда происходит изостатическое опускание коры, и на месте бывшего поднятия образуется глубокий прогиб, заполненный осадками.

Оценим масштаб внедрений легкого материала в верхнюю мантию. Если принять интенсивность дифференциации постоянной за время жизни Земли, то в течение одного тектонического цикла (около 200 млн. лет) масса коры и верхней мантии увеличивается на 4,4%, что составляет $7{,}3 \cdot 10^{25}$ г. При средней плотности 3,8 г/см^3 объем этой массы равен $1{,}9 \cdot 10^{25}$ см^3. Подъем основной части легкого материала происходит под срединно-океаническими поднятиями. Общая длина этих поднятий составляет примерно 60 тыс. км. Если указанный объем легкого материала расположить под срединно-океаническими поднятиями в виде цилиндра, то его диаметр будет составлять около 600 км. Хотя эта оценка достаточно условна, она показывает, что размеры внедрений в верхнюю мантию легкого материала сопоставимы с толщиной этого слоя.

Таким образом, в результате химической конвекции в верхнюю мантию поднимается огромное количество нагретого легкого материала. Его внедрения непрерывно возмущают равновесное состояние мантии и приводят к появлению многочисленных плотностных и тепловых неоднородностей. Подобные неоднородности в последнее время были обнаружены во многих тектонически активных областях. Легкий материал поступает в верхнюю мантию в сравнительно узких зонах. Поэтому должны существовать интенсивные движения, связанные с равномерным перераспределением легкого материала по всей верхней мантии. Однако, как показано в следующем разделе, эти течения в мантии сами по себе не создают тектонических движений земной коры. Основной причиной тектонических процессов служит поступление к коре больших масс аномально легкой и нагретой мантии. С ней, во-первых, связано образование большинства поднятий. Аномальной мантией целиком или в значительной степени сложены корни основной массы крупных положительных структур — срединно-океанических поднятий (Talwani e. a., 1965), островных дуг (Федотов, Кузин, 1963; Utsu, 1971) и областей тектонической активизации на континентах (Pakiser, 1963; Винник, Лукк, 1965). Весьма вероятно, что аномальная мантия подстилает и горные сооружения в альпийском геосинклинальном поясе. Так, например, мощность земной коры на Кавказе 50—55 км — лишь немногим больше, чем под типичными платформенными областями (Беляевский, 1974). Для компенсации существующего здесь крупного поднятия под корой должны находиться большие массы аномально легкой мантии. Данные ГСЗ по геосинклинальным областям являются, однако, еще весьма скудными. Во-вторых, как показано ниже, горизонтальное растекание скопившейся под корой аномально легкой мантии является основной причиной крупных горизонтальных перемещений земной коры.

6. Конвекция в мантии

Одним из наиболее популярных механизмов, предложенных для объяснения происхождения напряжений в литосфере Земли, является тепловая конвекция в мантии (Heiskanen, Vening, Meinesz, 1958; Runcorn, 1962; и др.). Прямые данные о существовании такой конвекции отсутствуют. Более того, очень маловероятно, чтобы она могла там происходить в действительности. Как показано в предыдущем разделе, дифференциация по плотности сопровождается накоплением легкого материала в верхней мантии. Поскольку коэффициент теплового расширения мантии невелик: $\alpha \sim 10^{-5}$, то плотностные различия, связанные с разным химическим составом, обычно гораздо больше, чем разность плотности, обусловленная различной температурой. Поэтому легкий материал в верхней мантии, даже будучи более холодным, не может погрузиться под еще не продифференцированный и поэтому более тяжелый материал нижней мантии. Отсюда следует, что не могут возникнуть конвективные ячейки, захватывающие одновременно нижнюю и верхнюю мантию. Они могут существовать только в каждом из этих слоев в отдельности.

Между нижней мантией и поверхностью Земли находится теплоизолирующий слой мощностью около 1000 км — кора и верхняя мантия. Поэтому тепловая конвекция в нижней мантии малоэффективна. Точно так же химические

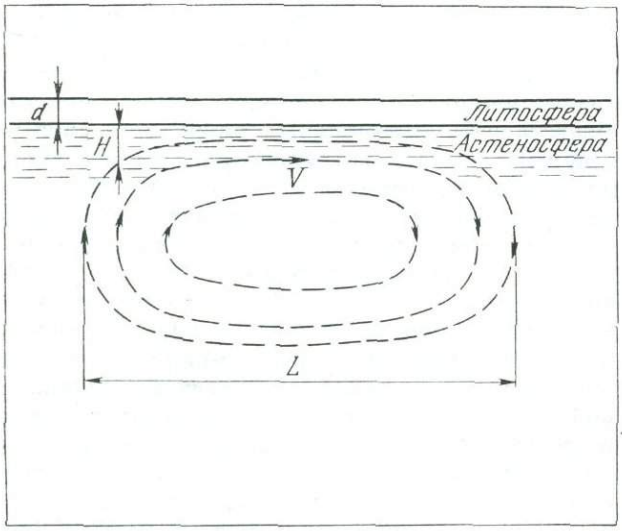


Рис. 11. Конвективная ячейка в мантии под литосферой

конвективные движения в этом слое, сильно удаленные от поверхности Земли, не могут сами по себе создавать здесь большие перемещения вещества в мантии.

В верхней мантии тепловая конвекция может существовать, только если этот слой адиабатически однороден. Высокая концентрация в земной коре ряда элементов, в том числе радиоактивных, как отмечалось выше, показывает, что значительная часть верхней мантии является продифференцированной. Поэтому скорее всего в этом слое плотность растет с глубиной быстрее, чем по адиабатическому закону, и в таких условиях здесь может происходить лишь подъем более легких крупных блоков или опускание более тяжелых блоков размером $\sim 10^2$ км · 900 км.

В принципе нельзя, однако, исключить, что дифференциация в верхней мантии происходит таким образом, что от легкого материала отделяется только вещество коры, после чего остается в среднем однородный материал, из которого и состоит вся верхняя мантия. В таком случае в этом слое могла бы существовать тепловая конвекция.

Конвективные течения выносили бы нагретый материал к литосфере и разносили бы его в области астеносферы на большие расстояния. Так, при скорости течения в 10 см/год (см. ниже) перемещения за неотектонический этап составили бы 2500 км. В действительности значительные неоднородности астеносферного слоя расположены как раз под областями новейших поднятий (Алексеев, Рябой, 1976). Так, например, новейшие тектонические движения в области озера Байкал начали развиваться еще в олигоцене. Тем не менее область сильного разогрева мантии ограничена областью поднятий. При переходе от Байкальского сводового поднятия к Сибирской платформе слой повышенной электропроводности погружается примерно от 80 до 200 км (Ваньян, Харин, 1967). Если бы под литосферой здесь существовали тепловые конвективные течения, то они бы разнесли нагретый материал по астеносфере далеко за пределы поднятия.

Таким образом, существование тепловой конвекции в мантии крайне маловероятно. Однако так как этот механизм является весьма популярным и часто привлекается в качестве движущей силы для больших горизонтальных перемещений земной коры, то имеет смысл обсудить его эффективность. Для этого необходимо оценить, какие напряжения в литосфере могут создавать тепловые конвективные течения в мантии.

Допустим, что в мантии существует конвективная ячейка горизонтального размера L (рис. 11). Обозначим через V абсолютную величину усредненной по длине ячейки горизонтальной компоненты скорости мантии на нижней границе астеносферы. Максимальное вязкое трение между мантией и литосферой будет иметь место в том случае, если литосфера не увлекается течениями в мантии, величина этого трения по порядку равна $\eta_a V/H$ на единицу поверхности литосферы; здесь η_a, H — вязкость и толщина астеносферы. Амплитуда полной добавочной силы, возникающей в литосфере за счет конвекции в мантии, есть

$$\sum_K^{\max} \sim \eta_a \cdot V \cdot \frac{L}{H} . \qquad (10)$$

Скорость течения в мантии на нижней границе литосферы обычно оценивается исходя из следующих соображений. Известно, что длительность тектонического цикла $t \sim 200$ млн. лет. Если причиной тектогенеза является тепловая конвекция, то можно предполагать, что это время соответствует одному обороту или половине оборота конвективной ячейки в мантии. Обозначим длину периметра ячейки через Λ. Тогда $V \sim \Lambda/t$. Полагая $\Lambda \sim 10^4$ км, находим, что $V \sim 10$ см/год. Такая же оценка получается с точки зрения тектоники плит, если считать, что скорость течений в мантии по порядку величины не превышает максимальной скорости движения литосферных плит $V \sim 10$ см/год.

Пусть горизонтальный размер ячейки $L = 5000$ км, а толщина астеносферы $H \sim 100$—150 км. Допустим, что вязкость астеносферы такая же, как под Фенноскандией и Канадой: $\eta_a \sim 10^{20}$пуаз (Артюшков, 1966; Artyushkov, 1971a). Тогда согласно (10) $\Sigma_K^{\max} \sim 10^9$ бар. При толщине литосферы $d = 100$ км добавочные напряжения в ней оказываются равными $\sigma \sim \Sigma_K^{\max}/d \sim 100$ бар. Это значение достаточно велико. Однако использованная в приведенной оценке величина η_a соответствует скорее верхнему пределу вязкости астеносферы. Действительно, Канада и Фенноскандия — это области древних и относительно стабильных щитов. Температура астеносферы в океанических и тектонически активных континентальных областях по сравнению со стабильными континентальными областями должна быть повышена по крайней мере на 100—200° С (Lubimova, 1967). Так как вязкость пород быстро уменьшается с ростом температуры, то очевидно, что под океанами вязкость астеносферы должна быть значительно ниже, чем под стабильными континентальными областями.

Вязкость мантии может быть оценена по формуле (Herring, 1950)

$$\eta = \frac{\mathrm{K}TR^2}{10 \cdot D_0 \cdot V_a} \exp\left(\frac{E^* + PV^*}{\mathrm{K}T}\right), \qquad (11)$$

где K — константа Больцмана; T — абсолютная температура; P — давление; R — радиус кристаллов; D_0 — коэффициент диффузии; V_a — атомный объем; E^* — энергия активации; V^* — объем активации. Получить из (11) абсолютные значения η достаточно трудно, так как ряд параметров в этой формуле является неопределенным [1]. Однако относительные изменения η, связанные с малыми изменениями температуры, могут быть определены с достаточно высокой точностью. При постоянной глубине отношение вязкости астеносферы в стабильных континентальных областях к ее вязкости в океанических областях, как следует из (11), определяется следующей формулой:

$$\frac{\eta_1}{\eta_2} = \frac{T_1}{T_2} \frac{R_1^2}{R_2^2} \exp \frac{(E^* + PV^*)(T_2 - T_1)}{\mathrm{K}T_1 \cdot T_2}. \qquad (12)$$

Здесь индексы 1, 2 относятся соответственно к стабильным континентальным и к океаническим областям. Допустим, что $R_1 \sim R_2$. Тогда отношение η_1/η_2 приблизительно равно экспоненциальному множителю в (12).

Наиболее вероятные для мантии значения E^*, V^* с оценками возможных ошибок: $E^* = 5{,}5eV$ (3—6), $V^* = 10\,Å^3$ (5—20) (Gordon, 1965). Энергия активации: $E^* = 5{,}6eV$ для оливина, $E^* = 5{,}2eV$ для энстатита и $E^* = 6{,}1eV$ для диопсида (Magnitsky, 1967). Для этих значений параметров и типичных температур на глубинах в 100—200 км (Lubimova, 1967) из (12) следует, что увеличение температуры на 100° С приводит к понижению вязкости астеносферы на один порядок величины.

Радиусы кристаллов R_1 и R_2 могут быть различными в астеносфере под стабильными континентальными областями и под океанами. Очевидно, что состояние астеносферы в последних областях является менее стабильным, особенно если под океанами происходит тепловая конвекция. Процесс частичного плавления, по-видимому, происходящий под срединно-океаническими хребтами, также должен уменьшать средний размер кристаллов. Следовательно, R_2 не может быть больше R_1, и, принимая во внимание разницу между R_1 и R_2, мы можем только увеличить отношение η_1/η_2.

Формула (11) дает, однако, лишь верхний предел вязкости мантии. Как только возникает частичное плавление, основным механизмом деформации становится скольжение по границам кристаллов, и это сильно уменьшает вязкость по сравнению со значением, определяемым (11). Частичное плавление в астеносфере является весьма вероятным (Magnitsky, 1971). Под океаническими областями оно должно быть значительно более интенсивным, так как при температурах, близких к точке плавления, степень плавления быстро растет с температурой. Это подтверждается интенсивным развитием вулканизма, типичным для срединно-океанических хребтов. Поэтому соотношение (12) может сильно занижать отношение η_1/η_2.

Таким образом, если разность температур $T_2 - T_1$ составляет около 100—200° С, то можно ожидать, что средняя вязкость астеносферы под океанами

$$\eta_a^0 \lesssim 10^{18} - 10^{19} \text{ пуаз}. \qquad (13)$$

Не исключено, что η_a^0 может быть много меньше указанных зачений.

Вязкость астеносферы должна быть сильно пониженной и под тектонически активными областями на континентах, где верхняя мантия сильно разогрета. Так, по данным об изостатическом поднятии древнего озера Бон-

[1] Лучшее совпадение теоретических расчетов вязкости астеносферы со значением $\eta_a \sim 10^{20}$ пауз, найденным по данным о послеледниковых поднятиях Фенноскандии и Канады, было получено В. А. Магницким (Magnitsky, 1967).

невилл, в зоне новейших поднятий в западной части США $\eta_a \sim 10^{19}$ пуаз (Artyushkov, 1971a).

Косвенное подтверждение приведенных заключений может быть получено также на основании сейсмологических данных. Слой пониженных скоростей, обычно отождествляемый с астеносферой, под океанами и тектонически активными континентальными областями выражен значительно сильнее, чем под стабильными областями (Toksöz e. a., 1967). Так, например, скорости поперечных волн под Канадским щитом до глубин около 200 км значительно выше, чем в соседних областях, а минимум скорости выражен слабее (Brune, Dorman, 1963). Такая же ситуация имеет место для продольных волн (Cleary, Hales, 1966). Поэтому вязкость астеносферы под Канадским щитом, по-видимому, должна быть много большей, чем под соседними областями, что также приводит к оценке (13). Используя значение вязкости астеносферы 10^{19} пуаз и принятые выше значения других параметров в (10), находим, что $\Sigma_K^{max} \lesssim 10^8$ бар. При мощности океанической литосферы в 50—70 км это дает добавочные напряжения $\sigma \lesssim 15$—20 бар.

Многие авторы получали значительно большие напряжения в литосфере, создаваемые тепловой конвекцией в мантии. Однако при этом они произвольно задавали вязкость мантии под литосферой очень высокой, игнорируя существование слоя пониженной вязкости. Учет реальной вязкости астеносферы, как показывает рассмотренный пример, приводит к много меньшим значениям напряжений.

Мы рассмотрели здесь только одну возможную схему тепловой конвекции. Точно так же можно дать оценки напряжений, создаваемых самыми различными формами конвективных течений. Однако с учетом реальной вязкости астеносферы и возможных разностей температуры в мантии все они не могут создавать в литосфере достаточно больших напряжений.

В заключение этого раздела необходимо сказать несколько слов о напряжениях в литосфере, связанных с химической конвекцией. В верхней мантии происходят восходящие и нисходящие движения крупных блоков аномальной плотности. Эти движения неизбежно создают компенсирующее перетекание вещества в горизонтальном направлении. Однако такие перемещения оказываются много меньше, чем при тепловой конвекции, поскольку при химической конвекции замкнутых конвективных ячеек не возникает. Поэтому конвективные течения, связанные с дифференциацией по плотности, сами по себе также неспособны создавать в литосфере большие напряжения.

7. Гравитационное скольжение

Допустим, что кровля астеносферы в большой области оказалась приподнятой по отношению к равновесному положению. Тогда литосфера будет стремиться сползти с поднятия астеносферы, и в ней появятся добавочные напряжения. Кроме того, подъем кровли астеносферы увеличивает давление в ней, и в этом слое возникает вязкое течение, дополнительно сжимающее или растягивающее литосферу. Этот эффект носит название гравитационного сползания и был впервые рассмотрен в работе М. Е. Артемьева и Е. В. Артюшкова (1968) применительно к Байкальскому сводовому поднятию. Затем близкие построения были использованы для срединно-океанических поднятий (Hales, 1969; Jacoby, 1970; и др.), однако в них была допущена ошибка.

Рассмотрим сначала, какие напряжения возникают в литосфере постоянной толщины d при смещении кровли астеносферы на величину $v(x)$ (рис. 12). Вдоль литосферы на элемент ее длины dx действует составляющая силы тяжести

$$F_1 = -P \operatorname{tg} \theta, \qquad (14)$$

где $P = \rho_л g d \cdot dx$ — вес элемента (его длина в направлении, перпендикулярном к плоскости рисунка, принимается равной единице); $\rho_л$ — плотность литосферы, а θ — угол наклона литосферы к горизонтальной плоскости; $\operatorname{tg} \theta = dv/dx$.

Под влиянием смещения кровли астеносферы в ней возникает добавочное давление $p' = \rho_a g v(x)$ (где ρ_a — плотность астеносферы), что приводит к появлению вязкого течения. Наибольшее вязкое трение между литосферой и астеносферой будет иметь место в том случае, если литосфера не увлекается течением в астеносфере. Если положить вязкость астеносферы постоянной по глубине, а ее скорость равной нулю у подошвы и кровли астеносферы, то при малом угле наклона кровли астеносферы θ сила вязкого трения, действующая на элемент длины литосферы dx, равна

$$F_2 = -\frac{H}{2} \cdot \frac{dp'}{dx} = -\rho_a g \frac{H}{2} \cdot \frac{dv}{dx}, \qquad (15)$$

где H — толщина астеносферы. Обозначим добавочные силы, действующие вдоль литосферы

на левую и правую границы ее элемента, dx через $-\Sigma(x)$ и $\Sigma(x+dx)$. Поскольку при малых скоростях движения инерцией можно пренебречь, то сумма сил, действующих на элемент литосферы, должна обращаться в ноль:

$$-\Sigma(x)+\Sigma(x+dx)+F_1(x)+F_2(x)=0. \qquad (16)$$

Так как сумма двух первых членов здесь равна $\frac{d\Sigma}{dx}\cdot dx$, то из (14) — (16) находим

$$\frac{d\Sigma}{dx}=\left(\rho_л g d+\rho_a g\,\frac{H}{2}\right)\frac{dv}{dx}. \qquad (17)$$

Отсюда

$$\sum=\left(\rho_л g d+\rho_a g\,\frac{H}{2}\right)v+\Sigma_0, \qquad (18)$$

где Σ_0 — константа, описывающая общее сжатие или растяжение литосферного слоя и определяемая из граничных условий (более подробно эта константа будет рассмотрена ниже). Средние по глубине литосферы добавочные напряжения

$$\sigma=\left(\rho_л g+\rho_a g\,\frac{H}{2d}\right)v+\Sigma_0/d. \qquad (19)$$

Амплитуда добавочных напряжений, связанных с отклонением литосферы v от равновесного положения

$$|\sigma|_{\max}\sim\rho_л g|v|_{\max}+\rho_a g|v|_{\max}\frac{H}{2d}. \qquad (20)$$

Первый член в правой части связан со сползанием литосферы с поднятия, второй член — с вязким трением между литосферой и астеносферой. Поскольку обычно $H/2d\sim 1$, то оба члена — величины одного порядка. Максимальные напряжения оказываются в несколько раз больше нескомпенсированной нагрузки $\rho_a g v_{\max}$.

Если литосфера покрыта слоем воды, то

$$\sigma=\left[(\rho_л-\rho_0)g-(\rho_a-\rho_0)g\,\frac{H}{2d}\right]v+\frac{\Sigma_0}{d}. \qquad (21)$$

Для оценки значений v в больших областях обычно используются аномалии силы тяжести глобального масштаба. Такой подход является не очень определенным, так как эти аномалии могут создаваться не только за счет смещений литосферы из равновесного положения, но

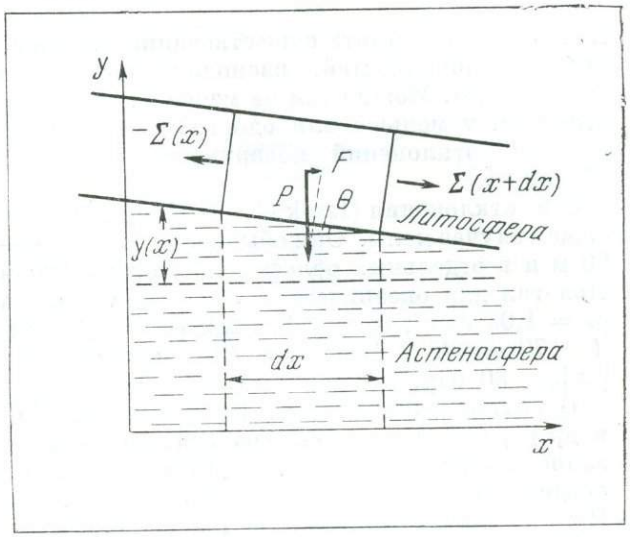


Рис. 12. Отклонение литосферы от изостатически равновесного положения и возникающие при этом добавочные силы

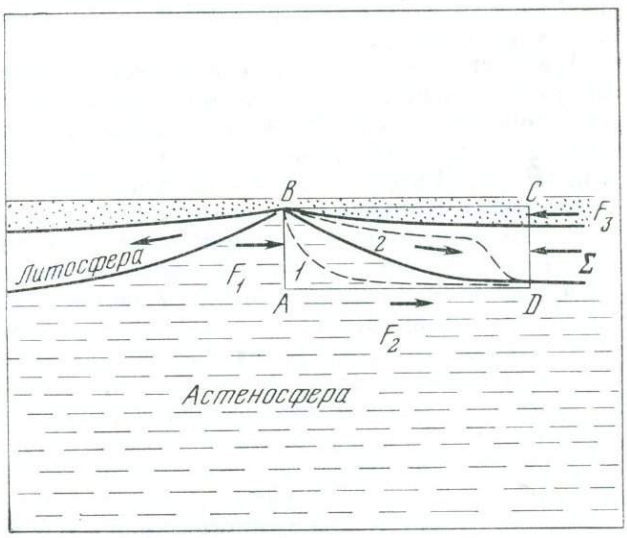


Рис. 13. Сползание литосферы со срединно-океанического поднятия

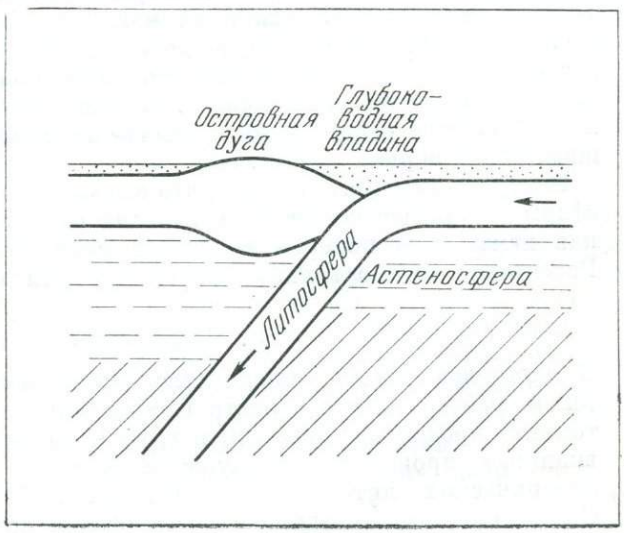


Рис. 14. Погружение океанической литосферы в мантию в области глубоководной впадины на окраине континента

также и в результате существования плотностных неоднородностей, расположенных ниже астеносферы. Можно тем не менее ожидать, что величина ν меньше или одного порядка с величиной отклонений поверхности геоида от сфероида.

Эти отклонения (Izsak, 1965; Kaula, 1967) в общем случае малы. Они обычно составляют 40—60 м и в отдельных областях достигают 100 м. Полагая для океанических областей $\nu = 50$ м, $\rho_0 = 1{,}03$ г/см^3, $\rho_л = 3{,}3$ г/см^3, $\rho_a = 3{,}4$ г/см^3, $d = 70$ км, $H = 150$ км, из (20) находим, что $|\sigma|'_{max}$ 30 бар.

В группе работ (Hales, 1969; Jacoby, 1970; и др.) рассматривалось гравитационное сползание литосферы с астеносферы в области срединно-океанических поднятий (рис. 13). В этих работах был допущен ряд ошибок (Artyushkov, 1973a). Здесь мы рассмотрим лишь одну типичную ошибку.

Часто сила, сжимающая океаническую литосферу, получается интегрированием вдоль литосферного слоя составляющей вдоль кровли астеносферы силы тяжести, действующей на литосферу. В этом случае сжимающая сила существенно зависит от того, как изменяется мощность литосферы при удалении от оси хребта. Если эта мощность достигает больших значений уже вблизи хребта (кривая *1* на рис. 13), то сила сжатия достигает наибольших значений, потому что в данном случае мощная литосфера сползает со всей высоты хребта.

Если на большей части хребта литосфера тонкая (кривая *2* на рис. 13), то сила, возникающая из-за ее сползания с хребта, сравнительно мала. В этом случае мощная литосфера сползает лишь с невысокого края хребта. Тонкая литосфера в основной части хребта сползает с большой высоты, но действующая на нее сила затем распределяется по более мощной литосфере на краю хребта. Поэтому суммарное сжатие оказывается существенно меньшим, чем в первом случае.

Нетрудно показать, однако, что сжатие литосферы в действительности не зависит от того, как изменяется поперек хребта ее мощность. Рассмотрим прямоугольный объем воды, литосферы и астеносферы $ABCD$ на рис. 13, нижняя граница которого проходит по астеносфере. Сумма действующих на объем сил должна быть равна нулю. Горизонтальная составляющая силы, действующей на проходящую по воде верхнюю границу объема BC, равна нулю. Если в астеносфере нет конвективных течений, то горизонтальная составляющая F_2 силы, действующей на нижнюю границу AD, также равна нулю. При наличии конвективных течений F_2 отлично от нуля, но, очевидно, не зависит от того, как изменяется мощность литосферы поперек хребта. На левую границу объема AB действует сила F_1, равная интегралу по глубине от давления в магме (предполагается, что на оси хребта вещество находится в состоянии, близком к расплавленному). Она определяется только распределением плотности по глубине на оси хребта. На правую границу объема действует давление воды, создающее суммарную силу F_3, а также сила, действующая вдоль литосферы Σ. Давление воды, разумеется, также не зависит от изменения мощности литосферы поперек хребта.

Условие равновесия объема $ABCD$ в проекции на горизонтальную ось, таким образом, имеет вид:

$$F_1 + F_2 - F_3 - \sum = 0. \qquad (22)$$

Ни одна из сил F_1, F_2, F_3 здесь от изменения мощности литосферы поперек хребта не зависит. Следовательно, от него не зависит и действующая вдоль литосферы сила $\sum$.

Вывод о зависимости $\sum$ от вариаций мощности литосферы связан со следующей ошибкой. Поднятие литосферы, с которого она сползает, обусловлено находящимся под ним корнем из разуплотненной мантии, осуществляющим изостатическую компенсацию поднятия. Растекание корня создает в литосфере добавочные напряжения (они обсуждаются ниже). Литосфера и разуплотненная мантия под срединно-океаническими поднятиями образуют единую изостатически скомпенсированную систему, которую и необходимо рассматривать для определения напряжений в океанической литосфере.

8. Погружение в мантию литосферных плит.

В настоящее время большинством исследователей, работающих в области глобальной тектоники, предполагается, что в глубоководных впадинах происходит погружение в мантию океанических литосферных плит (рис. 14). Считается, что, охладившись в пределах срединного поднятия, литосфера становится тяжелее подстилающей астеносферы. Поэтому и происходит ее погружение в мантию. Однако, с указанной точки зрения, литосфера должна быть тяжелее астеносферы по всей площади глубоководного дна океанов, за пределами срединных хребтов. Расположение более тяжелого слоя на легком является неустойчивым,

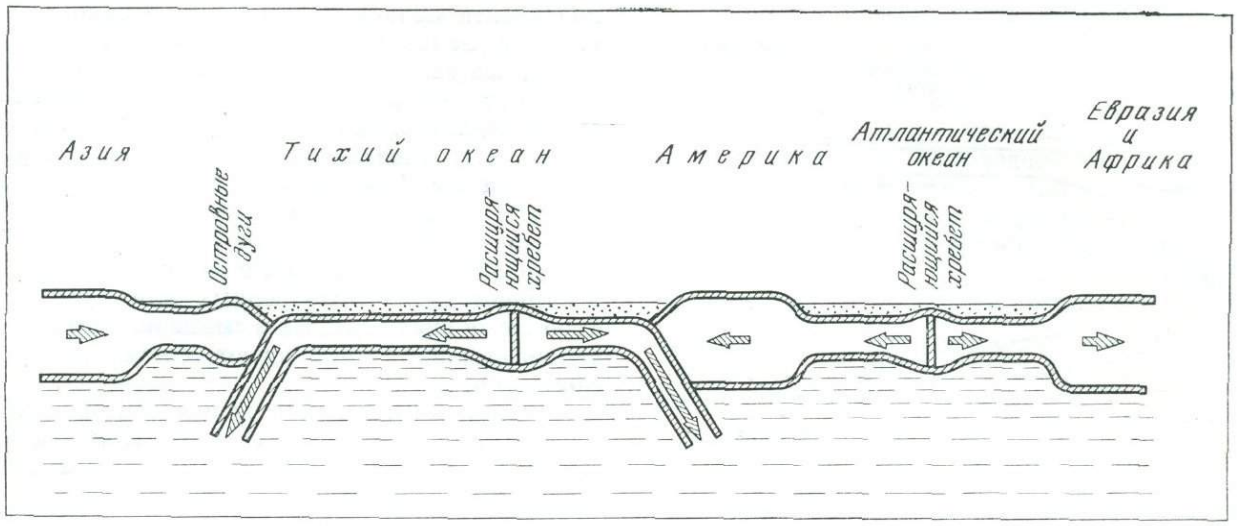


Рис. 15. Схематическая картина движений основных литосферных плит согласно концепции «тектоники плит»

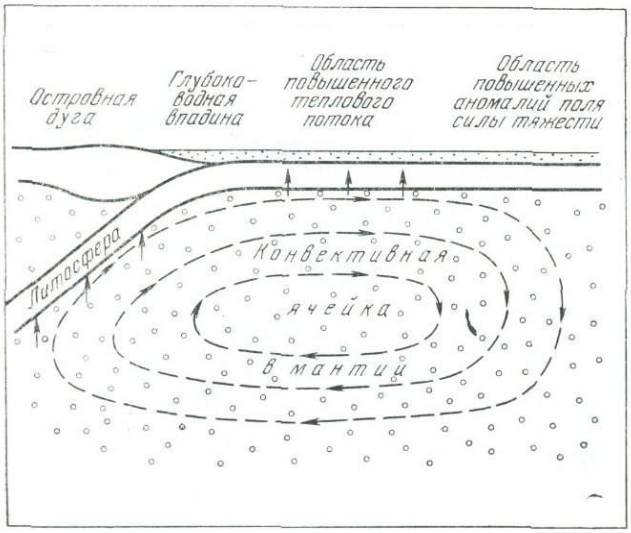
в результате чего повсеместно должно было бы возникнуть погружение литосферы в мантию. В действительности же оно происходит только около континентов.

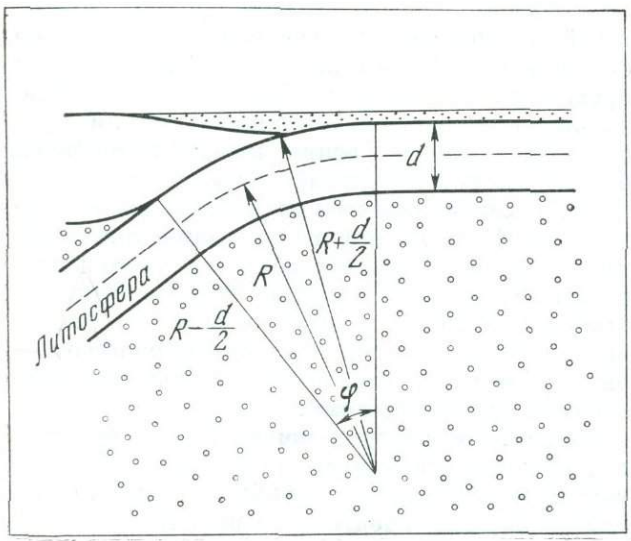
Погружение плит в мантию под окраинами континентов часто рассматривается как основная сила, приводящая в движение континенты и литосферу под океанами (Jacoby, 1970; Elsasser, 1971 и др.). Разность плотности между погружающимися плитами и окружающей мантией обычно полагается равной $\Delta\rho \sim$ $\sim 0{,}1—0{,}2$ г/см^3. При этом если литосферная плита ведет себя как ненарушенная оболочка, то она развивает тягу порядка $\sigma \sim \Delta\rho_g D$ на единицу поперечного сечения слоя, где D — глубина погружения океанической литосферной плиты в мантию. При $D \sim 500—700$ км, $\sigma \sim 5—10$ кбар. Это огромные напряжения, которых в течение длительного времени породы выдержать не могут. В результате неизбежно должен возникнуть разрыв. Поэтому предполагается, что основная часть этой силы идет на преодоление вязкого трения между погружающейся литосферой и окружающей ее мантией. Кроме того, литосферная плита тянет за собой литосферу под океаном, в результате чего возникает расширение океанического дна. Она сжимает также континентальную литосферу за счет трения на границе плит, что и обусловливает дрейф континентов. Покажем, что такое объяснение несостоятельно.

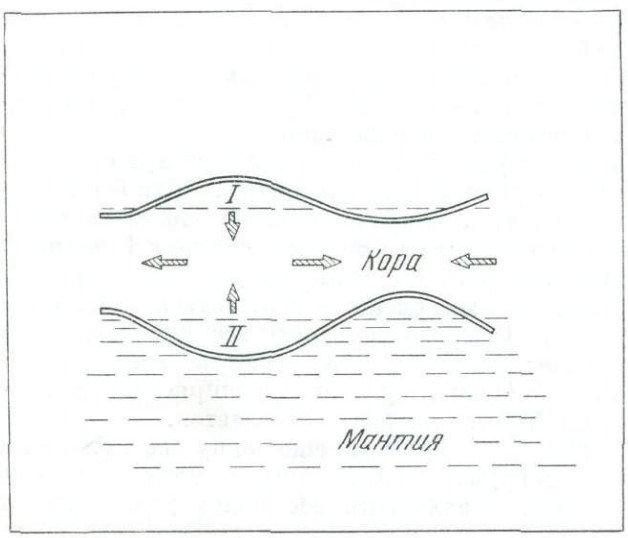
Выше была приведена оценка добавочных напряжений в океанической литосфере, под которой происходят конвективные течения со скоростью ~ 10 см/год. Эти напряжения не превышают 30—50 бар. Такие же добавочные напряжения необходимо приложить для преодоления вязкого трения между литосферой и астеносферой при дрейфе океанической литосферы с максимальными предполагаемыми скоростями. Поэтому для перемещения литосферных плит под океаном больших напряжений не требуется. Как показано ниже, значительные напряжения в океанической литосфере возникают в связи с совершенно иным процессом — растеканием аномальной мантии под срединно-океаническими хребтами.

Рассмотрим теперь, может ли погружение литосферных плит в мантию сжимать континентальную литосферу и быть основной причиной дрейфа континентов. На рис. 15 приведена развернутая на плоскость схема глобального распределения горизонтальных движений земной коры с точки зрения тектоники плит. Погружение литосферы в мантию в широких масштабах имеет место в Тихом океане, а в Атлантическом океане оно происходит только вдоль двух небольших островных дуг со стороны Американского континента. Если бы погружающиеся литосферные плиты толкали перед собой континенты, то Азия вместе с Европой и Америка должны были бы удаляться друг от друга в Тихом океане и сближаться в Атлантическом. В действительности все происходит наоборот: Атлантический океан в течение мезокайнозойского времени расширяется, а площадь Тихого океана сокращается.

Можно допустить еще одну возможность, что погружение литосферных плит в мантию стремится захватить все более удаленные от







континента области. При этом глубоководная впадина непрерывно бы удалялась от континента, заставляя его двигаться вслед за собой. В таком случае в области контакта океанической и континентальной литосферы возникли бы добавочные растягивающие напряжения, которые увлекали бы Азию и Америку навстречу друг другу и раскрывали бы Атлантический океан. Однако в действительности в области окраин континентов, вблизи контакта океанической и континентальной литосферных плит, судя по огромному числу данных о смещениях во время землетрясений, преобладают сжимающие напряжения.

Таким образом, погружение литосферных плит в мантию не может служить главным источником сил, создающих горизонтальные движения земной коры.

Следует отметить, что и сами погружающиеся литосферные плиты вряд ли являются существенно более плотными, чем окружающая мантия (Artyushkov, 1974). Указанная выше разность плотности $\Delta\rho \sim 0{,}1$—$0{,}2$ г/см^3 непосредственно из геофизических данных не следует. В различных задачах она просто постулируется или рассчитывается на основе допущения, что состав астеносферы и литосферы одинаков, и различие в их плотности связано только с разными температурами. Если бы, однако, литосферные плиты действительно были значительно тяжелее мантии, то они погружались бы в нее, постепенно изгибаясь от практически горизонтального положения у поверхности до вертикального положения на глубине в 300—500 км. В действительности большинство плит погружается в мантию под углом от 30 до 60°, часто не обнаруживая никакой заметной тенденции к изменению этого угла на большом протяжении в направлении погружения.

Чтобы удерживать плиту в наклонном положении, снизу на нее должна действовать добавочная сила. Если мощность литосферы 70 км, угол погружения 45° и $\Delta\rho = 0{,}1$ г/см^3, то вертикальная составляющая силы, действующей на 1 см^2, равна 1 кбар. Такая сила могла бы быть связана, например, с конвекцией в мантии с океанической стороны (рис. 16).

Рис. 16. Конвективная ячейка в мантии у окраины континента, поддерживающая погружающуюся литосферную плиту в наклонном положении

Рис. 17. Изгибание океанической литосферы при ее погружении в мантию

Рис. 18. Растекание неоднородности мощности земной коры

Однако такая конвекция неизбежно приведет к значительному повышению теплового потока через океаническую кору на большом протяжении порядка 1—2 тыс. км за пределами глубоководной впадины. В действительности тепловые потоки через глубоководное дно океана за пределами хребтов и «горячих пятен» достаточно однородные и пониженные (Von Herzen, Lee, 1969).

Кроме того, в области нисходящих конвективных потоков, где плотность вещества повышена, должны были бы возникнуть большие положительные аномалии силы тяжести порядка 100 миллигал. Однако поле силы тяжести над глубоководным дном океана обычно очень «спокойное».

Наконец, чрезвычайно трудно представить себе такие конвективные течения, которые на большом протяжении могли бы удерживать литосферную плиту практически прямой, т. е. погружающейся в мантию под одним и тем же углом.

Другое допущение может состоять в том, что литосферные плиты ведут себя как куски жесткой оболочки, и поэтому угол их наклона в мантии изменяется очень медленно. Однако это также неверно. Погружающаяся в мантию плита уже разбита множеством разломов и поэтому не представляет единого целого. Такие разломы должны возникать у границы между континентальной и океанической плитами, в области, где резко изменяется угол наклона литосферы (рис. 17) (Artyushkov, 1973б). Здесь на коротком расстоянии порядка 100—200 км направление движения литосферы изменяется от горизонтального до наклонного с углом погружения в 30—60°.

Чтобы оценить возникающие при этом напряжения, положим, для простоты, что осевая линия литосферы в области изгиба может быть представлена дугой окружности. Для реальных областей погружения радиус кривизны такой окружности R заведомо не превышает 500 км. Обозначим через φ угол с вершиной в центре кривизны между областями, где литосфера движется не изгибаясь. По отношению к длине осевой линии литосферы в области изгиба $R\varphi$ длина верхней границы литосферы увеличивается на $\frac{d}{2}\varphi$, а нижняя граница укорачивается на $\frac{d}{2}\varphi$. Это дает относительную деформацию

$$\xi = \frac{d}{2}\,\varphi/R\varphi = \frac{d}{2R}\,. \tag{23}$$

В верхней части литосферы должны возникнуть растягивающие напряжения, а в нижней части — сжимающие напряжения $\sigma \sim \xi E$:

$$\sigma \sim \frac{dE}{2R}\,, \tag{24}$$

где E — модуль Юнга литосферы. При мощности литосферы $d \sim 70$ км, $R \sim 500$ км, $E \sim 10^3$ кбар из (24) находим

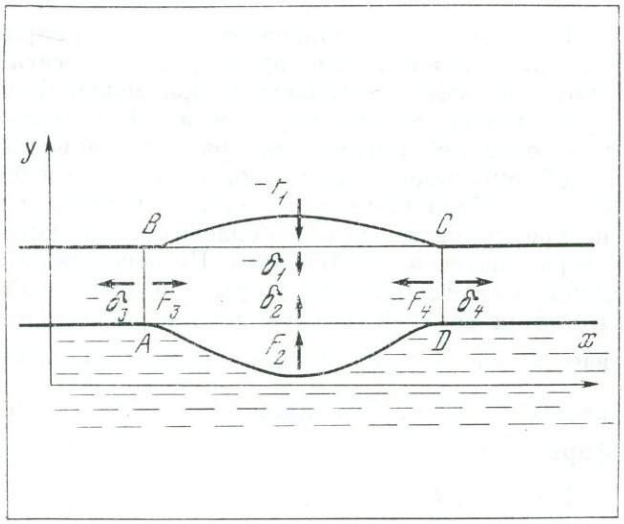
$$\sigma \sim 10^2 \text{ кбар}. \tag{25}$$

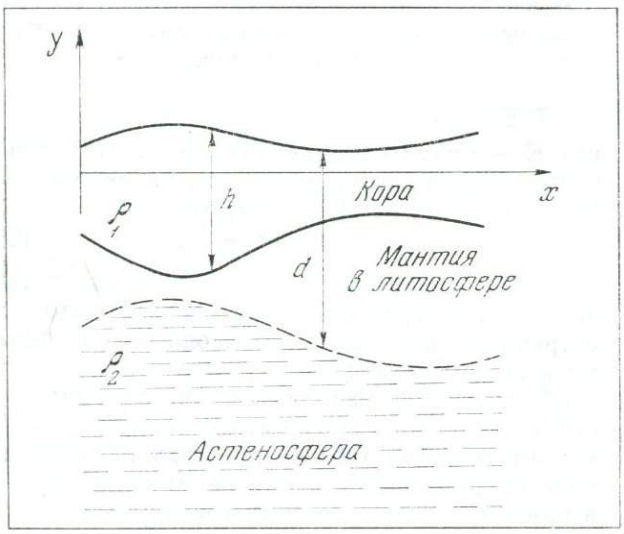
Ни одна порода не может выдержать таких огромных напряжений. Это означает, что под островными дугами, глубоководными впадинами и склонами островных дуг плиты океанической литосферы раскалываются разломами на отдельные блоки. После этого погружающаяся в мантию плита уже не представляет единого целого. Поэтому малые изменения наклона плит в мантии нельзя связывать и с их жесткостью.

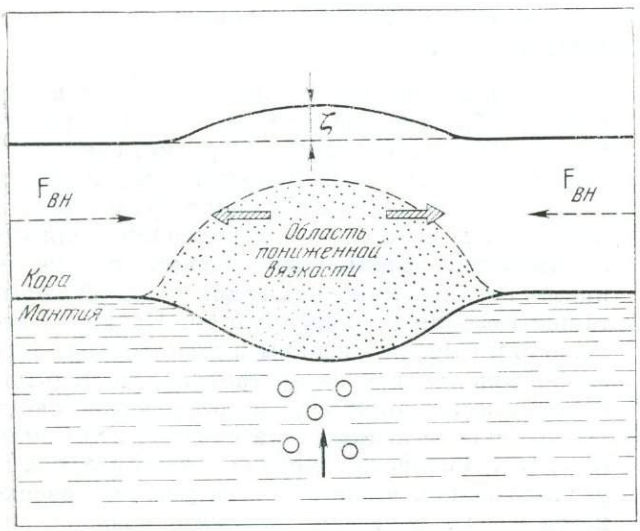
9. Напряжения, связанные с неоднородностями мощности коры и аномально легкой мантии.

В верхних слоях Земли сосредоточены наибольшие горизонтальные плотностные неоднородности. Они связаны с вариациями по площади мощности земной коры и расположенной в ряде областей под корой аномально легкой мантии. Основные неоднородности мощности коры обусловлены существованием океанов и континентов. На утолщения коры под континентами накладываются структуры менее крупного порядка, такие, как горные сооружения и впадины, в которых мощность коры отлична от окружающих платформ. Под срединно-океаническими поднятиями и областями тектонической активизации на континентах находится слой аномально легкой мантии, отсутствующий под соседними областями.

Все эти структуры в целом находятся в состоянии, близком к изостатическому равновесию. В этом положении нагрузки, связанные с рельефом земной поверхности, компенсируются за счет изменения положения границы коры и мантии. В этом случае возмущения поля силы тяжести, возникающие в связи со смещениями верхней и нижней границ земной коры, также взаимно компенсируются. Однако с изменениями мощности коры в поле силы тяжести связана добавочная потенциальная энергия. Рассмотрим, например, изостатически скомпенсированное поднятие на поверхности Земли (рис. 18). В области самого поднятия рельефа I, расположенной выше среднего уровня поверхности коры, запасена положительная потен-







циальная энергия. Потенциальная энергия материала коры в компенсирующем поднятие «корне» II также положительна, так как Архимедова сила стремится вытолкнуть из мантии материал коры. Поэтому в областях поднятий на поверхности Земли кора обладает избытком потенциальной энергии. Напротив, для областей депрессий характерен недостаток потенциальной энергии. В связи с неоднородностями по площади мощности земной коры возникают большие горизонтальные вариации запасенной в коре потенциальной энергии. В результате кора стремится растечься в горизонтальном направлении (рис. 18), чтобы уменьшить неоднородности своей толщины и связанные с ними вариации потенциальной энергии.

То же самое происходит с линзами аномально легкой мантии.

Стремление коры и аномально легкой мантии к горизонтальному растеканию создает в литосфере очень большие добавочные напряжения (Artyushkov, 1971 a—c, 1973, 1974; Артюшков, 1971, 1973). По порядку величины их можно оценить из следующих соображений. Выделим в области поднятия прямоугольную область $ABCD$ (рис. 19). В вертикальном направлении, вдоль оси y, она сжимается силами — F_1 — нагрузкой рельефа и Архимедовой силой $F_2 = F_1$. Эти силы выдавливают из-под поднятия материал коры, который затем вытекает через границы области AB и CD. Поскольку потенциальная энергия объема $ABCD$ не меняется, то суммарная работа сил $-F_1$, F_2, и добавочных сил F_3, $-F_4$, действующих на боковые границы, должна быть равна нулю. Так как $F_1 = F_2$, то работа сил $-F_1$ и F_2 по порядку величины равна

$$A_1 \sim (-F_1)(-\delta_1) + F_2\delta_2 = F_1(\delta_1 + \delta_2), \tag{26}$$

где $-\delta_1$ и δ_2 — смещения материала на верхней и нижней границах объема. Работа сил F_3, $-F_4$ по порядку равна

$$A_2 \sim -\delta_3 F_3 - \delta_4 F_4, \tag{27}$$

где $-\delta_3$ и δ_4 — смещения вещества вдоль оси x на границах AB и CD. Для симметричного поднятия $F_3 = F_4$, $\delta_3 = \delta_4$, и

$$A_2 \sim -2F_3\delta_3. \tag{28}$$

Рис. 19. Силы, действующие на объем коры, и деформация в области утолщения корового слоя

Рис. 20. Неоднородности мощности коры и литосферы

Рис. 21. Сокращение мощности литосферного слоя в результате прогрева нижней части коры под молодым горным сооружением

Количество материала, поступившего внутрь объема через границы BC и AD: $V_1 \sim L(\delta_1 + \delta_2)$, где L — ширина поднятия. Так как породы коры в первом приближении несжимаемы, то оно должно равняться количеству материала, выдавленного из объема через боковое границы AB и CD: $V_2 \sim h(\delta_3 + \delta_4) = 2h\delta_3$, где h — мощность коры. Отсюда

$$L(\delta_1 + \delta_2) \sim 2h\delta_3. \quad (29)$$

Так как суммарная работа всех сил, действующих на объем $ABCD$, равна нулю: $A_1 + A_2 = 0$, то из (26), (27) при $F_3 = F_4$ $\delta_3 = \delta_4$ следует, что

$$F_1(\delta_1 + \delta_2) \sim 2F_3\delta_3. \quad (30)$$

Разделив левую и правую части этого соотношения соответственно на правую и левую части (29), находим

$$\frac{F_1}{L} \sim \frac{F_3}{h}. \quad (31)$$

Здесь F_1/L — добавочная нагрузка рельефа на единицу поверхности, F_3/h — добавочные напряжения σ, возникающие в связи с растеканием утолщения коры. Таким образом, добавочные напряжения по порядку равны нагрузке рельефа. Так, для гор высотой в 3—4 км $\sigma \sim 1$ кбар.

Эти напряжения не зависят от средней вязкости коры (Артюшков, 1971). При низкой вязкости кора будет растекаться быстрее, при высокой вязкости течение может быть чрезвычайно медленным и практически не проявится даже за геологическое время, но сами добавочные напряжения всегда по порядку величины оказываются равными нагрузке рельефа.

Напряжения для случая произвольно изменяющейся с глубиной плотности коры и аномальной мантии определяется достаточно сложными соотношениями (Artyushkov, 1973a). В простейшем случае для коры постоянной плотности p_1 и мощности h_1, плавно изменяющейся в направлении оси x (рис. 20), средняя по сечению литосферы разность σ горизонтальной и вертикальной компонент тензора напряжений σ_{xx} и σ_{yy} определяется следующей формулой:

$$\sigma = \sigma_{xx} - \sigma_{yy} = \frac{\rho_1(\rho_2 - \rho_1)\, g\,(h^2 - h_0^2)}{2\rho_2 d} + \frac{\Sigma_0}{d}. \quad (32)$$

Здесь ρ_2 — плотность мантии; d — мощность литосферы; h_0 — среднее значение мощности коры; Σ_0 — константа, равная добавочной силе, действующей вдоль коры в области, где $h = h_0$.

Как видно из уравнения (32), добавочные напряжения определяются толщиной коры h и не зависят от ее производных по x. Поэтому в пределах областей, где толщина коры (и литосферы) постоянна, т. е. поверхность Земли находится на одном и том же уровне, добавочные напряжения также сохраняют постоянное значение. Однако с изменением уровня территории по отношению к уровню моря величина напряжений существенно меняется. Так, например, в земной коре под океанами и на континентах действуют существенно различные напряжения.

В уравнение (32) входит константа Σ_0. Она соответствует тому, что помимо добавочных напряжений, связанных с изменениями мощности коры, кора может быть еще сжата или растянута как целое. Эту константу в первом приближении можно определить следующим образом. По дну океанов на 60 тыс. км протягивается система срединно-океанических хребтов. На оси хребтов находится разлом, заполненный магмой. Поскольку магма жидкая, то в ней распределение напряжений гидростатическое. Следовательно, разность напряжений σ здесь равна нулю, и левая часть уравнения (32) обращается в нуль. Отсюда легко найти константу Σ_0.

В результате оказывается, что под океанами в земной коре действуют добавочные сжимающие напряжения в несколько сот бар. В низменных областях на континентах напряжения сравнительно малы.

10. Напряжения и деформации в горных областях

В горных областях толщина земной коры сильно повышена (рис. 21). Вещество коры стремится растечься в стороны, в результате чего в коре возникают большие добавочные напряжения. Используя условие изостатического равновесия

$$\rho_1\zeta = (\rho_2 - \rho_1)(h - h_0 - \zeta), \quad (33)$$

где ζ — высота рельефа по отношению к области, $h = h_0$, нетрудно показать, что при $h \sim d$ первый член в правой части (32) по порядку величины равен $\rho_1 g\zeta$. Таким образом, добавочные напряжения, связанные с вариациями мощности коры, по порядку равны нагрузке рельефа. Для гор высотой в 3—4 км $\sigma \sim 1000$ бар. Однако по сечению коры напря-

жения распределяются неравномерно. Вязкость горных пород резко падает с температурой. В областях, где недавно образовались горы, нижние слои коры сильно нагреты. Поэтому вязкость здесь резко понижена, так что толщина литосферы меньше толщины коры (Artyushkov, 1973a). Добавочные напряжения в нижних слоях коры быстро релаксируют и поэтому оказываются малыми. Среднее значение напряжений σ должно оставаться постоянным, так как, согласно (32), оно определяется общей толщиной коры h. Поэтому одновременно с уменьшением напряжений в нижних слоях коры, в ее верхнем слое, более холодном и вязком, напряжения должны возрасти.

Толщину литосферы в молодых горных областях на континентах можно оценить по сейсмическим данным. В большинстве из них основная масса землетрясений происходит в верхнем слое коры толщиной 15—25 км, а глубже землетрясений очень мало. Это означает, что растекание коры происходит там гораздо легче, так что большие напряжения не успевают накапливаться. Следовательно, и вязкость коры глубже 15—25 км в таких областях должна быть сильно пониженной.

Общая толщина коры (вместе с аномальной мантией) в областях высоких гор (60—70 км) в несколько раз превышает толщину литосферы. Поэтому напряжения в последнем слое во столько же раз должны превышать среднюю величину разности напряжений $\sigma \sim 1000$ бар. Таким образом, оказывается, что добавочные напряжения в верхнем слое коры для горных областей составляют 2—3 кбар.

Горизонтальное распределение напряжений в горных областях можно определить из следующих соображений. Предположим, что земная кора в области поднятий может растекаться, сравнительно легко раздвигая в стороны высокие участки коры (рис. 22, *а*). Тогда основное сопротивление растеканию оказывают вязкие напряжения в коре в области самого поднятия. При этом здесь возникают растягивающие напряжения, величина которых возрастает вместе с высотой рельефа. В соседних же низменных областях напряжения оказываются малы. Так как наибольшие напряжения действуют в центральной части поднятия, то именно здесь чаще всего должны возникать землетрясения. К такому типу структур, согласно сейсмическим данным, относятся Байкальское (в СССР) и Восточно-Африканское поднятия. Следовательно, здесь должны действовать растягивающие напряжения, что согласуется с многочисленными геологическими данными.

Допустим теперь, что область поднятия окружена холодными и значительно более вязкими участками земной коры, которые не могут смещаться в стороны и играют роль жестких стенок (рис. 22, *б*). Тогда эти участки оказывают основное препятствие растеканию коры, и в области поднятия под давлением вещества коры, растекающегося от центра к периферии, возникают сжимающие напряжения. Они малы в центральной части поднятия, где его высоты имеют наибольшие значения и возрастают с повышением высоты рельефа. Сжимающие напряжения распространяются и на соседние низменные облсти. Но из-за резкого повышения мощности литосферы их влияние здесь оказывается меньше.

В структурах подобного типа наибольшее количество землетрясений должно происходить в краевой зоне поднятия, где действуют наибольшие напряжения. Согласно сейсмическим данным, к этому типу структур относятся, например, Памир и Тянь-Шань. Основная часть эпицентров землетрясений сосредоточена здесь в сравнительно узкой зоне, в которой происходит переход от возвышенных областей к низменным. В то же время на Памирском плоскогорье, где абсолютная высота около 3—4 км, землетрясения происходят редко.

Рассмотрим, какие выводы можно сделать на основании полученных результатов относительно механизма горообразования. Большинство исследователей считают, что горы на континентах образуются в результате горизонтального сжатия земной коры какими-то внешними по отношению к горным областям силами. Однако горы сами стремятся растечься в стороны и при этом возникают напряжения порядка 1 кбар и больше. Поэтому, чтобы преодолеть это стремление к растеканию и заставить горы сжиматься, нужно приложить еще более мощные напряжения внешнего происхождения, которые не связаны с рассматриваемым здесь механизмом. Поскольку неизвестно ни одного другого механизма, который создавал бы такие же большие напряжения, образование гор за счет сжатия коры маловероятно.

Такой механизм не согласуется и с высокими температурами коры, типичными для областей, где недавно образовались горы. Как известно, тепловые потоки из недр Земли в подобных областях в 1,5—2 раза превышают тепловые потоки в тех местах, где тектонические движения отсутствуют. Отсюда следует, что температура нижних слоев коры здесь должна быть на 300—

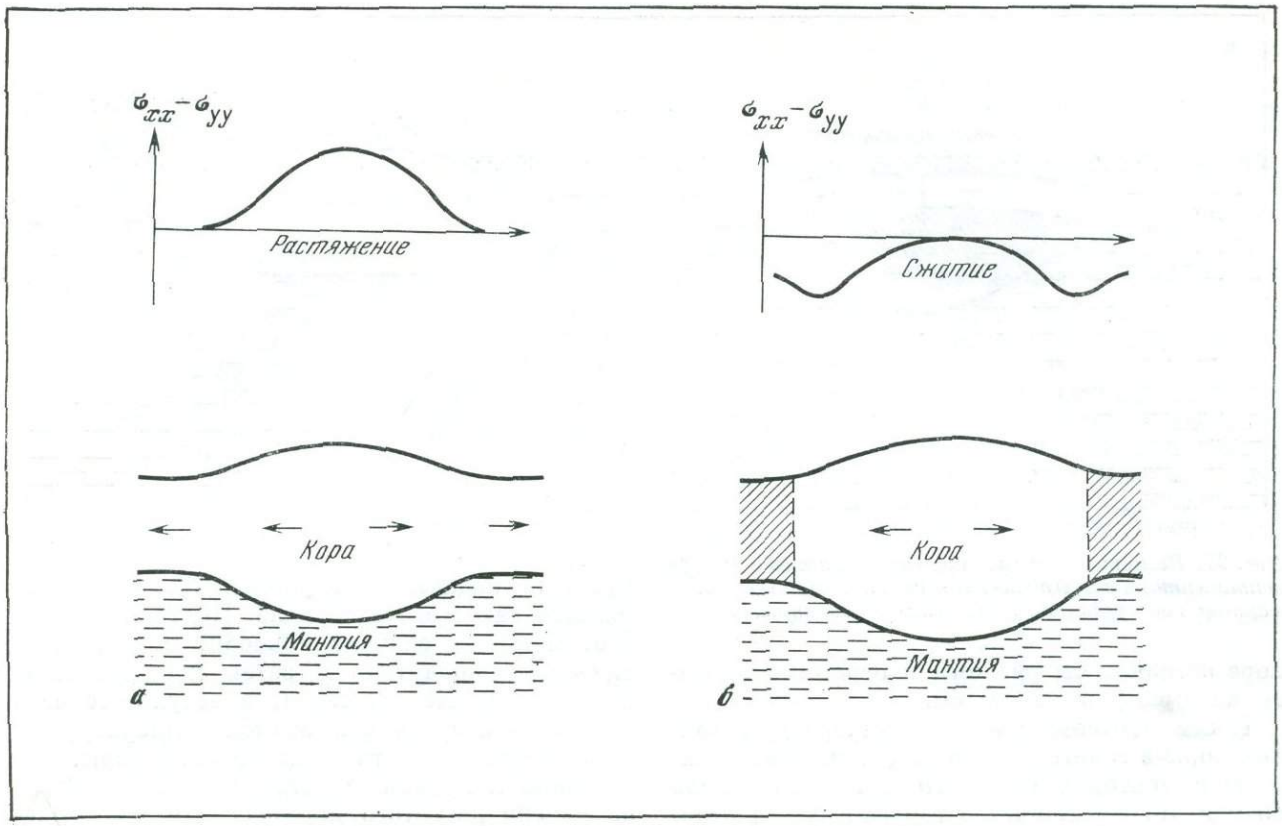


Рис. 22. Распределение напряжений в области утолщения коры

а — если окружающие области не препятствуют растеканию и *б* — если область поднятия ограничена много более вязкими участками литосферы, которые не могут смещаться в стороны

400° С выше, чем в тектонически стабильных областях. Об этом же свидетельствует и большая роль вулканических извержений в формировании многих горных областей.

Рассмотрим, можно ли нагреть кору на 300—400° за счет бокового сжатия. Допустим, что некоторый участок коры начальной ширины L сжимается под действием внешних сил (рис. 21), создающих добавочные напряжения σ' на границе области сжатия. Пусть это сжатие приводит к сокращению ширины участка ΔL, что приводит к соответствующему увеличению толщины коры и поднятию ее поверхности. Напряжения σ' должны прежде всего преодолеть стремление коры к растеканию, характеризуемое величиной σ, которая для горных областей оказывается в среднем порядка 1 кбар. Работа A разности напряжений $\sigma' - \sigma$ может быть частично превращена в тепло. Эта работа равна

$$A = (\sigma' - \sigma)\, h_0 \Delta L \qquad (34)$$

на единицу длины вдоль сжимаемой области, где h_0 — толщина коры на границе поднятия.

Объем сжимаемой области сохраняется постоянным и равным $h_0 L$.

Следовательно, среднее значение работы на единицу объема есть

$$a = A/h_0 L = (\sigma' - \sigma)\, \frac{\Delta L}{L}\,. \qquad (35)$$

Так как $\Delta L < L$, то величина $\Delta L/L$ меньше единицы. Положим $\Delta L/L = 1/2$, что соответствует сокращению в 2 раза ширины области поднятия в процессе сжатия. Пусть, далее, $\sigma' - \sigma$ равно 1000 бар. Тогда $a = 5 \cdot 10^8$ дин/см^2 $= 5 \cdot 10^8$ эрг/см^3 ≈ 12 кал/см^3. Теплоемкость большинства горных пород, образующих земную кору, лежит в пределах 0,7—0,9 кал/см^3. Поэтому для рассматриваемого примера дополнительный нагрев коры не превышает 13—17°.

Для того чтобы нагреть кору на 300—400° за счет бокового сжатия, необходимы напряжения, измеряемые 50—80 кбар. Нет никаких данных о существовании в коре таких огромных напряжений. Более того, нетрудно показать, что при наличии напряжений 10 кбар в

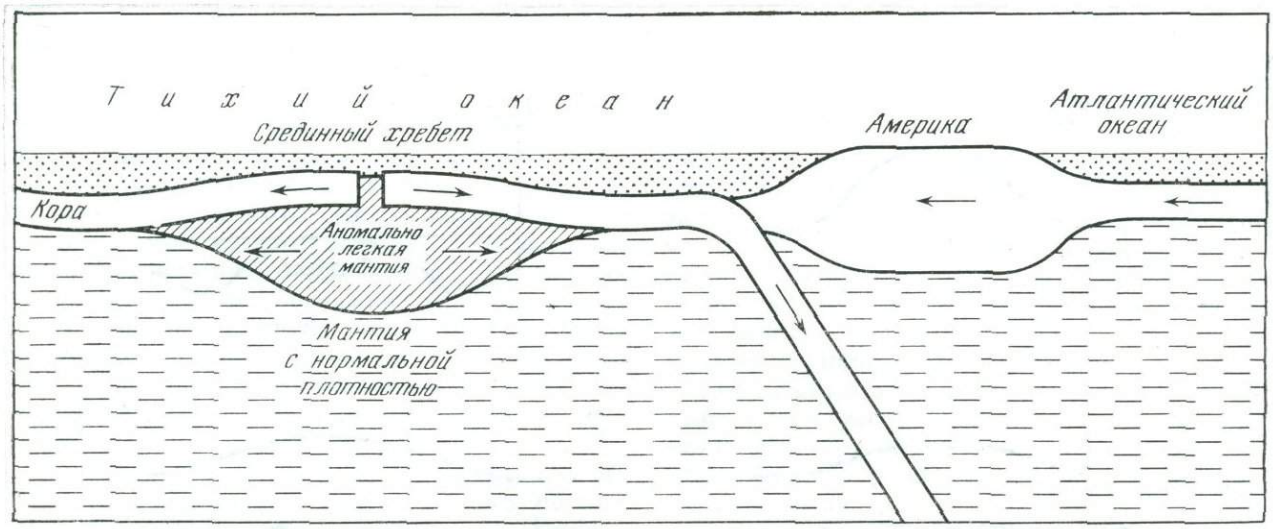


Рис. 23. Возникновение расширения дна океана и дрейфа континентов в результате растекания аномально легкой мантии под срединно-океаническими поднятиями

коре возникли бы разломы и огромные надвиги на высоту в 80—90 км.

Таким образом, высокие температуры земной коры в горных областях должны быть связаны с притоком большого количества тепла из мантии. Большинство гор образуется относительно быстро, за время $\sim 10^6 - 10^7$ лет. Время передачи тепла от астеносферы к коре с глубин порядка 100 км значительно больше: $\sim 10^8$ лет. Быстрый перенос тепла к коре из мантии может быть осуществлен только в результате подъема с глубины больших масс легкого нагретого материала. Подходя к коре, этот материал сначала приводит к ее изостатическому поднятию, а затем передает коре большое количество тепла, в результате чего в первую очередь повышается температура и понижается вязкость нижнего слоя коры.

Общий механизм, с которым связан подъем из мантии нагретого материала, был рассмотрен в одном из предыдущих разделов. Это дифференциация по плотности на границе ядра и мантии и всплывание в верхнюю мантию и вторичная дифференциация выделившегося на границе ядра и мантии легкого материала.

11. Большие горизонтальные перемещения земной коры

Среди многих геологов сейчас пользуется большой популярностью концепция «тектоники плит». По оси срединно-океанических поднятий на дне океанов проходит заполненный магмой разлом (рис. 23). Считается, что участки земной коры под океанами, расположенные с разных сторон от разлома, удаляются друг от друга со скоростью $\sim 3 - 10$ см/год. Расширяющийся разлом при этом заполняется поступающими из мантии новыми порциями магмы, которая, «примерзая» к стенкам разлома, образует новую кору океанического типа. В результате участки коры, разделенные разломом, расходятся на тысячи километров и между ними возникает новая кора океанического типа. Для объяснения этого явления привлекались рассмотренные выше механизмы тепловой конвекции и погружения в мантию литосферных плит. Однако по описанным выше причинам они оказываются непригодными.

Согласно геофизическим данным, под корой в районах срединно-океанических хребтов находятся огромные массы аномально легкого вещества мантии. Его плотность больше, чем у коры, но меньше обычной плотности мантии под корой. В поле силы тяжести это вещество растекается в стороны. В результате в океанической литосфере вблизи материков возникают сжимающие напряжения порядка 200—300 бар (Artyushkov, 1973a).

На оси хребтов земная кора разбита разломами, заполненными веществом с пониженной вязкостью. Аномальная мантия сильно нагрета, и ее вязкость очень мала. Поэтому она растекается в стороны с относительно большой скоростью, увлекая за собой кору. Таким образом возникает расширение дна океана.

Допустим теперь, что расширение дна происходит одновременно в двух океанах, разделенных материком, а погружение коры в мантию имеет место только в одном из них. Тогда земная кора, расширяющаяся во втором океане, будет толкать материки в сторону первого океана. Так возникает дрейф материков. Например, считается, что расширение дна океана происходит в Тихом и Атлантическом океанах, а уничтожение океанической коры — только в Тихом. Поэтому расширение Атлантики должно привести к дрейфу Америки в сторону Тихого океана (рис. 23). В такой схеме расширение дна океана и дрейф материков происходят за счет потенциальной энергии, запасенной в аномально легкой мантии под срединно-океаническими поднятиями. Таким образом, крупномасштабные движения земной коры, как горизонтальные, так и вертикальные, оказываются в конечном итоге обусловленными одним и тем же явлением — дифференциацией по плотности на границе ядра и мантии и подъемом в верхнюю мантию больших масс легкого нагретого материала.

На предыдущих страницах авторы старались показать, с какими трудностями встречаются те, кто пытается осмыслить обширные данные о строении и путях развития нашей планеты, добытые науками о Земле. Построение стройной концепции, дающей объяснение современного строения Земли, процессов ее развития, все еще не завершено. Мы пытались рассмотреть на уровне современных знаний, какие силы, какие процессы могли направлять пути эволюции земной коры и более глубоких недр. И хотя многое уже достигнуто и понято, многое объяснено, общая стройная концепция тектонического развития Земли еще не создана.

Мы старались показать, с какими трудностями встречается, в частности, гипотеза тектоники плит или «новая глобальная тектоника», которая в настоящее время имеет весьма большое число приверженцев. Эти трудности при переходе от чисто описательных построений к поискам ведущих причин развития все возрастают. Было обращено внимание на слабости идей тепловой конвекции или погружения плит благодаря их повышенной плотности в мантию, если рассматривать эти механизмы в качестве ведущих причин тектонического развития.

Одним из авторов была сделана попытка предложить иную ведущую причину, иной движущий механизм в тектонике плит. Хотя, по мнению авторов, этот вариант имеет ряд преимуществ по сравнению с другими, мы далеки от мысли, что этим проблема решена в ее наиболее существенной части. Остались по существу без ответа те глубокие трудности концепции тектоники плит, которые были отмечены в первом разделе настоящей главы. Да и в самом предложенном механизме много гипотетического, много постулировано, а не объяснено.

В нашем анализе современной ситуации в области поисков причин тектонического развития мы, естественно, исходили в основном из позиций геофизических. Однако не менее важными являются и подходы к проблеме с геологических сторон, которые были освещены в предыдущих главах. Нам кажется, что оценка ситуации в главных чертах однозначна, с каких бы позиций к ней ни подходили.

Главное состоит в том, что мы стоим сейчас в самом начале бурного развития исследований океанических секторов земного шара, исследований строения и жизни других планет. Поступающие данные требуют систематизации и осмысления. Естественно, в основу должны быть положены данные о строении, свойствах и процессах в глубоких частях планеты. Между тем, несмотря на бесспорно большие успехи в этой области, наши представления даже по самым главным проблемам жизни больших глубин еще очень далеки от полноты и достоверности, что и приводит неизбежно к возникновению различных толкований, различных гипотетических построений.

В. А. Магницкий, Е. В. Артюшков

Литература

Алексеев А. С., Лаврентьев М. М., Мухометов Р. Г. и др. Численный метод определения структуры верхней мантии Земли.— Матем. пробл. геофизики, 1971, вып. 2.

Алексеев А. С., Рябой В. З. Новая модель строения верхней мантии Земли.— Природа, 1976, № 7.

Альтшулер Л. В., Симаков Г. В., Трунин Р. Ф. К вопросу о химическом составе ядра Земли.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1968, № 00.

Артемьев М. Е. Изостазия территории СССР. М., «Наука», 1975.

Артемьев М. Е., Артюшков Е. В. О происхождении рифтовых впадин.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1968, № 4.

Артюшков Е. В. О характере изменения вязкости мантии с глубиной.— Изв. АН СССР. Физ. Земли, 1966, № 8.

Артюшков Е. В. Гравитационная конвекция в недрах Земли.— Изв. АН СССР. Физ. Земли, 1968, № 9.

Артюшков Е. В. Дифференциация по плотности вещества Земли и связанные с ней явления.— Изв. АН СССР. Физ. Земли, 1970, № 5.

Артюшков Е. В. Горизонтальные напряжения в изостатически уравновешенной литосфере.— Докл. АН СССР, 1971, т. 201, № 5.

Артюшков Е. В. Происхождение больших напряжений в земной коре.— Изв. АН СССР. Физ. Земли, 1972, № 8.

Артюшков Е. В. Что приводит в движение земную кору? — Природа, 1973, № 10.

Белоусов В. В. Об одной гипотезе развития океанов.— Бюл. МОИП, Отд. геол., 1970, XLV (4).

Беляевский Н. А. Земная кора в пределах территории СССР. М., «Недра», 1974.

Биргер Б. И., Жарков В. Н. Термоупругие напряжения в гравитирующей Земле.— Изв. АН СССР. Физ. Земли, 1972, № 9.

Буланже Ю. Д., Магницкий В. А. Современные движения земной коры.— Изв. АН СССР. Физ. Земли, 1974, № 10.

Булин Н. К. Некоторые выводы из анализа естественных напряжений в подземных горных выработках. Напряженное состояние земной коры. М., «Наука», 1973.

Введенская А. В. Исследование напряжений и разрывов в очагах землетрясений при помощи теории дислокаций. М., «Наука», 1974.

Вегенер А. Происхождение материков и океанов. М., ГИЗ, 1924.

Верещагин Л. С., Яковлев Е. Н., Виноградов Б. В. и др. Переход в проводящее состояние. Письма ЖЭТФ, т. 20, 1974.

Виноградов А. П. О происхождении вещества земной коры.— Геохимия, 1961, № 1.

Винник Л. П., Лукк А. А. Горизонтальные неоднородности верхней мантии в районах платформенной активизации Центральной Азии.— Изв. АН СССР. Физ. Земли, 1975, № 7.

Герасимов И. П., Живаго А. В., Коржуев С. С. Геоморфологические и палеогеографические аспекты новой теории глобальной тектоники плит.— Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1974, № 5.

Гзовский М. В. Основы тектонофизики. М., «Наука», 1975.

Головков В. П. О блоковой структуре океанической коры по данным в полосовых аномалиях. Главное геомагнитное поле и проблемы палеомагнетизма. Тезисы, ч. 1. М., 1976.

Гутенберг Б., Рихтер К. Сейсмичность Земли. М., ИЛ, 1948.

Джеффрис Г. Земля, ее происхождение, история и строение. М., ИЛ, 1970.

Донабедов А. Г., Сидоров В. А. Соотношение между современными вертикальными движениями земной коры, геофизическими полями и геоструктурными элементами на юго-западе Русской платформы.— В кн.: Современные движения земной коры, вып. 3. М., «Наука», 1968.

Дубровский В. А., Паньков В. Л. О составе земного ядра.— Изв. АН СССР. Физ. Земли, 1972, № 7.

Жарков В. Н. Физика ядра Земли.— Труды Ин-та физики Земли им. О. Ю. Шмидта, 1962, № 20 (187).

Жарков В. Н., Дорофеев Л. Н., Дорофеев В. М., Любимов В. М. О зоне пониженных значений диссипативной функции в оболочке на границе с ядром.— Докл. АН СССР, 1974, т. 214, № 4.

Зверев С. М. Тонкая структура верхней мантии некоторых участков Тихого океана по данным ГСЗ. Проблемы строения земной коры и верхней мантии. М., «Наука», 1970.

Исследования теплового и электромагнитного полей в СССР. М., «Наука», 1976.

Кадик А. А., Лебедев Е. Б., Хитаров Н. И. Вода в магматических расплавах. М., «Наука», 1971.

Калашникова И. В., Каракин А. В., Магницкий В. А. О горизонтальных и вертикальных перемещениях литосферы.— Изв. АН СССР. Физ. Земли, 1974, № 9.

Каляев Г. И. Складчатые системы и массивы южных районов Русской плиты и Украинского щита. Структура фундамента платформенных областей СССР. Л., «Наука», 1974.

Карслоу Г., Егор Д. Теплопроводность твердых тел. М., «Наука», 1964.

Костров Б. В. Механика очага тектонического землетрясения. М., «Наука», 1975.

Кропоткин П. Н. Результаты измерений напряженного состояния горных пород. Напряженное состояние земной коры. М., «Наука», 1973.

Любимова Е. А. Термика Земли и Луны. М., «Наука», 1968.

Любимова Е. А., Поляк Б. Г., Смирнов Я. Б. и др. Обзор данных по тепловым потокам в СССР. Тепловые потоки из коры и верхней мантии Земли. М., «Наука», 1973.

Магницкий В. А. К вопросу о плотности и сжимаемости оболочки Земли.— Вопросы космогонии, т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1952.

Магницкий В. А. Внутреннее строение и физика Земли. М., «Недра», 1965.

Магницкий В. А. О температуре и составе нижней мантии Земли.— Изв. АН СССР. Физ. Земли, 1968, № 11.

Мархинин Е. К. Роль вулканизма в формировании земной коры. М., «Наука», 1967.

Мещеряков Ю. А. Вековые движения земной коры.— Современные движения земной коры. М., Изд-во АН СССР, 1963, № 1.

Непрочнов Ю. П., Рыкунов Л. Н. Экспериментальные данные о слое повышенной скорости в верхней мантии Земли.— Докл. АН СССР, 1970, т. 194, № 1.

Поляк Б. Г. Геотермические особенности областей современного вулканизма. М., «Наука», 1966.

Попов В. В. К вопросу о релаксации температурных напряжений в верхних слоях Земли.— Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1963, № 10.

Попов В. В. Температурные неоднородности как возможный источник землетрясений.— Изв. АН СССР. Физ. Земли, 1966, № 1.

Пущаровский Ю. М. Проблема происхождения в связи с тектоникой его обрамления.— В кн.: История Мирового океана. М., «Наука», 1971.

Сафронов В. С. Эволюция допланетного облака и образование Земли и планет. М., «Недра», 1969.

Субботин С. И., Соллогуб В. Б., Чекунов А. В. Строение и эволюция земной коры Украины и сопредельных регионов Тетиса в свете новых данных и представлений.— Геофизический сборник, 1976, № 70.

Толкунова Т. Л. О вязких напряжениях в земной коре.— Изв. АН СССР. Физ. Земли, 1973, № 10.

Федотов С. А. Глубинное строение, свойства верхней мантии и вулканическая деятельность Курило-Камчатской островной дуги по сейсмологическим данным.— В кн.: Вулканизм и глубинное строение Земли. М., «Наука», 1966.

Холмс А. Основы физической геологии. М., ИЛ, 1949.

Чекунов А. В. Структура земной коры и тектоника юга Европейской части СССР. Киев, «Наукова думка», 1972.

Федотов С. А., Кузин И. Л. Скоростной разрез верхней мантии в области Южных Курильских островов.— Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1963, № 5.

Akimoto S. The system H_2O—CO_2 at high pressures and themperatures phase — equilibria and elastic properties. The Upper Mantle A. R. Ritsema (Ed.). Amsterdam, London, 1972, N 4.

Altschuler L. V. Composition and state of matter in the deep interior of the Earth.— Phys. Earth and Planet. Interiors, 1972, v. 5, N 4.

Anderson D. L., Sammis C. Partial melting in the upper mantle.— Phys. Earth and Planet. Interior, 1970, v. 3, N 00.

Anderson D. L., Hart R. S. An Earth model based an free oscillations and body waves.— J. Geophys. Res., 1976, v. 81, N 8.

Artyushkov E. V. [Артюшков Е. В.]. Density differentiation on the core-mantle interface and gravity convection.— Phys. Earth and Planet. Interiors, 1970, v. 2 (5), N 00.

Artyushkov E. V. [Артюшков Е. В.]. Rheological properties of the crust and upper mantle according to data on isostatic movements.— J. Geophys. Res., 1971a, v. 76.,

Artyushkov E. V. [Артюшков Е. В.]. Convective instability in geotectonics.— J. Geophys. Res., 1971b, v. 76.

Artyushkov E. V. [Артюшков Е. В.] Lithosphere and asthenosphere.— Rept. XV IUGG Gen. Assembly, Moscow, 1971c.

Artyushkov E. V. [Артюшков Е. В.]. Density differentiation of the Earth matter and processes at the core-mantle interface.— J. Geophys. Res., 1972, v. 77.

Artyushkov E. V. [Артюшков Е. В.]. Stresses in the lithosphere caused by crustal thickness onhomogeneities.— J. Geophys. Res., 1973, v. 78.

Artyushkov E. V. [Артюшков Е. В.]. Can the Earth's Crust be in a state of isostasy.— J. Geophys. Res., 1974a, v. 79.

Artyushkov E. V. [Артюшков Е. В.]. Origin of tectonic movements of the Earth's crust.— Gordon Res. Conf. Geophys. Wolfboro, U. S. A., 1974b.

Artyushkov E. V., Meschеrjkov Y. A. [Артюшков Е. В., Мещеряков Ю. А.]. Recent movements of the earth's crust and isostatic compensation.— Crust and Upper Mantle.— Amer. Geophys. Union, Geophys. Monogr. 13, 1969.

Barazangi M., Isacks B. Lateral variations of seismic-wave attenuation in the upper mantle above the inclined earth-quake zone of the Tonga island arc.— J. Geophys. Res., 1971, v. 76, N 35.

Beloussov V. V. [Белоусов В. В.]. About the hypothesis of ocean-floor spreading.— Sympos. Results Upper Mantle Invest. Emphasis Latin America, Buenos Aires, 1972.

Birch F. Elasticity and constitution of the Earth's interior.— J. Geophys. Res., 1952, v. 57, N 2.

Brune J., Dorman J. Seismic waves and earth structure in the Canadian shield.— Bull. Seismol. Soc. America, 1963, v. 53.

Brune J. N., Heyney T. L., Roy R. F. Heat flow, stress, and rate of slip along the San Adreas fault.— J. Geophys. Res., 1969, v. 74.

Bucha V. Paleomagnetism and plate tectonics since the Lower Paleozoic.— Studia geophys. et geodaet., 1975, v. 19, N 1.

Burdick L., Anderson D. L. Interpretation of velocity profilies of the mantle.— J. Geophys. Res., 1975, v. 80, N 8.

Clark S. P., Ringwood A. Density distribution and constitution of the mantle.— Rev. Geophys., 1964, v. 2.

Cleary J., Hales A. L. An analysis of the travel times of P-waves to North American stations in the distance range 32 to 100°.—Bull. Seismol. Soc. America, 1966, v. 56.

Cox A. (edit). Plate tectonics and geomagnetic reversales. San Francisco, 1973.

Dicke R. H. Averadge acceleration of the Earth's rotation and the viscosity of the deep mantle.— J. Geophys. Res., 1969, v. 74, N 25.

Du Toit A. L. Our wandering continents. Edinburgh, 1937.

Elie de Beaumont L. Natice sur les systemes des montagnes. Paris, 1852.

Engel A. E., Itson S. P., Engel C. J., Stickney D. M. Crustal evolution and global tectonics: a petrographic view.— Bull. Geol. Soc. America, 1974, v. 85.

Ewing J., Ewing M., Aitken B., Ludwig W. J. North Pacific sediment layers measured by seismic profiling.— The Crust and Upper Mantle of the Pacific Area.— Amer. Geophys. Union, Geophys. Monogr. 12, Washington, 1968.

Gilbert F., Dziewonsky A. M. An application of normal mode theory to the retrivul of structural parameters and source mechanisms from seismic spectra.— Philos. Trans. Roy. Soc. London, 1975, v. 278, N 1280.

Gordon R. V. Diffusional creep in the earth mantle.— J. Geophys. Res., 1965, v. 70.

Hales A. L. The thermal contraction theory of mountain building.— Monthly Notices Roy. Astron. Soc. Geophys. Suppl., 1953, v. 6, N 7.

Hales A. L. Gravitational sliding and continental drift.— Earth and Planet. Sci. Lett., 1969a, v. 6, N 31.

Hales A. L. A seismic discontinuity in the lithosphere.— Earth and Planet. Sci. Lett., 1969b, v. 7.

Hales A. L. The travel times of P seismic waves and their relevance to the upper mantle velocity distribution.— The Upper Mantle. A. R. Ritsema (Ed.). Amsterdam, London, N 4.

Harrison C. J. A., Ball M. M. The role of fracture zones in sea floor spreading.— J. Geophys. Res., 1973, v. 78, N 32.

Hast N. The state of stresses in the upper part of the Earth's crust.— Tectonophysics, 1969, v. 8, N 3.

Haskell N. A. The viscosity of the asthenosphere.— Amer. J. Sci., 1937, v. 33.

Heiskanen W. A., Vening Meinisz F. A. The Earth and its gravity field. N. Y.— London, 1959.

Herring C. Diffusional viscosity of a polycrystalline solid.— J. Appl. Phys., 1950, v. 21.
Hess H. H. Drowned ancient islands of the Pacific basin.— Amer. J. Sci., 1946, v. 244.
Higgin J. H., Kennedy J. C. The adiabatic gradient and the melting gradient in the core of the Earth.— J. Geophys. Res., 1971, v. 76, N 8.
Isacks B., Oliver J., Sykes L. R. Seismology and the new global tectonics.— J. Geophys. Res., 1968, v. 73.
Ito E., Matsumoto B., Kawai N. High-pressure decompositions in manganese silicates and their geophysical implications.— Phys. Earth and Planet. Interiors, 1974, v. 8, N 3.
Izsak I. G. A new determination of nonzoned harmonics by satellites, in the use of artificial satellites for geodesy.— Proc. 2nd Intern. Sympos. Use Artificial Satellites Geodesy, 1965, v. 2, Athens.
Jacoby W. R. Instability in the upper mantle and global plate movements.— J. Geophys. Res., 1970, v. 75.
Jeffreys H. On the hydrostatic theory of the figure of the Earth.— Geophys. J., 1963, v. 9.
Johnson L. R. Array measurements of P-velocities in the upper mantle.— J. Geophys. Res., 1967, v. 72.
Jordan T. H. Lateral heterogeneity and mantle dynamics.— Nature, 1976, v. 257, N 5529.
Jordan T. H., Lynn W. S. A velocity anomaly in the lower mantle.— J. Geophys. Res., 1974, v. 79, N 17.
Joyner W. B. Basalt-eclogit transition as a cause for subsidence and uplift.— J. Geophys. Res., 1967, v. 72.
Julian B. R., Sengupta M. K. Seismic travel time evidence for lateral inhomogeneities in the deep mantle.— Nature, 1973, v. 242.
Kanasewich E. R. Plate tectonics and planetary convection.— Canad. J. Earth Sci., 1976, v. 13, N 2.
Kasahara K., Sugimura A. Spatial distribution of horizontal secular strain in Japan.— J. Geodet. Soc. Japan, 1965, v. 10, N 3—4.
Kaula W. M. Geophysical implications of satellite determinations of the earth's gravitational field.— Space Sci. Rev., 1967, v. 7.
Kawai N. S., Mochizuki S. Metallic states in the 3rd-transition metal oxides Fe_2O_3, Cr_2O_3, TiO_2 under static high pressure.— Phys. Lettersm 1971, v. 36a, N 1.
Kawai N., Nishiyama A. Conductive SiO_2 at the high pressure.— Proc. Japan. Acad. Sci., 1974, v. 50.
Kennedy J. C., Higgins J. H. Melting themperatures in the Earth's mantle.— In: The Upper Mantle. Ritsema (Ed.). Amsterdam, London, 1972, N 4.
Krebs W. Formation of south-west Pacific island dri-trench and mountain systems: plate or global vertical tectonics.— Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1975, v. 59.
Kumasawa M., Sawamoto H., Ohtani E., Masaki K. Postspinel phase of forsterite and evolution of the Earth's mantle.— Nature, 1974, v. 247.
Latynina L. A. [Латынина Л. А.]. On horizontal deformations at faults recorded by extensometers.— Tectonophysics, 1975, v. 29.
Lensen G. J. Earth deformations in New Zealand.— Tectonophysics, 1975, v. 29.
Le Pichon X. Sea-floor spreading and continental drift.— J. Geophys. Res., 1968, v. 73.
Van de Lindt W. J. Movement of the Mohorovicic discontinuity under isostatic conditions.— J. Geophys. Res., 1967, v. 72.
Lee W. H. K. On the global variations of terrestrial heat-flow.—Phys. Earth and Planet. Interiors, 1970, v. 2.
Levin B. Yu. [Левин Б. Ю.]. Comparative analysis of the internal constitution and development of planets.— Mem. Soc. Roy. Sci. Liege, 1963, v. 7, N 1.
Lubimova E. A. [Любимова Е. А.]. Theory of thermal state of the earth's mantle. The earth's mantle. T. Gaskell (Ed.). London, Academic Press, 1967.
Magnitsky V. A. [Магницкий В. А]. Post glacial uplift of Scandinavia and physical nature of viscosity of the earth's upper mantle.— Geophys. J. Roy. Astron. Soc., 1967, v. 14.
Magnitsky V. A. [Магницкий В. А.]. Geothermal gradients and themperatures in the mantle and the problem of fusion.— J. Geophys. Res., 1971, v. 76.
McConnell R. K. Viscosity of the mantle from relaxation time spectra of isostatic adjustment.— J. Geophys. Res., 1968, v. 73.
McKenzie D. P. The viscosity of the lower mantle.— J. Geophys. Res., 1966, v. 71.
McKenzie D. P., Bowin C. The relationship between bathymetry and gravity in the Atlantic Ocean.— J. Geophys. Res., 1976, v. 81.
McKenzie D. P. Some remarks on heat flow and gravity anomalies.— J. Geophys. Res., 1967, v. 72.
McKenzie D. P. Mantle convection. Geophysical fluid dynamics, v. 1. Woods Hole, 1975.
Molnar P., Oliver J. Lateral variations of attenuation in the upper mantle and discontinuites in the lithosphere.—J. Geophys. Res., 1969, v. 74.
Morgan W. J. Rises trenches, great faults and crustal blocks.— J. Geophys. Res., 1968, v. 73.
Niazi M. SH travel-times and lateral heterogeneities in the lower mantle.— Bull. Seismol. Soc. America, 1973, v. 63, N 6, pt 1.
Oliver J., Isacks B. Deep earthquake zones, anomalous structures in the upper mantle, and the lithosphere.— J. Geophys. Res., 1967, v. 72.
Pakiser L. C. Structure of the crust and upper mantle in the Western United States.— J. Geophys. Res., 1963, v. 68.
Parsons B. E. The variation of ocean floor bathymetry with age.— Geophysical fluid dynamics, v. 1, Woods Hole, 1975.
Pevnev A. K., Juseva T. V., Odinev N. N., Saprykin J. V. [Певнев А. К., Юсева Т. В. и др.]. Regularities of the deformations of the Earth's crust at the joint of the Pamirs and Tian-Shan.— Tectonophysics, 1975, v. 29.
Press F. Earth models consistent with geophysical data.— Phys. Earth and Planet. Interiors, 1970a, v. 3.
Press F. Regionalized Earth models.— J. Geophys. Res., 1970b, v. 75.
Ranalli J. Geotectonic relevance of rock-stress determinations.— Tectonophysics, 1975, v. 29.
Ringwood A. R. Mineralogy of the deep mantle. The nature of the solid earth. E. C. Robertson (Ed.). McGrow-Hill, 1972.
Rodgers D. A., Chinnery M. A. Stress accumulation on the transverse ranges, Southern California.— Proc. Conf. Tecton. Probl. San-Andreas Fault System. Stanford Univ. Publ. Geol. Sci., v. XIII, 1973.
Ronov A. B., Yaroshevsky A. A. Chemical composition of the Earth's crust. The Earth's Crust and Upper Mantle. Washington. Amer. Geophys. Union 1969.
Ramsay W. H. On the nature of the Earth's core.— Monthly Notices Roy. Astron. Soc., 1949, v. 5, N 9.
Runcorn S. K. Paleomagnetic comparison between Europe and North America.— Proc. Geol. Assoc. Canada, 1956, v. 8.
Runcorn S. K. Convection currents in the earth's mantle.— Nature, 1962, v. 195.
Sammis C. G., Dein J. L. On the possibility of transformational superplasticity in the Earth's mantle.— J. Geophys. Res., 1974, v. 79.

Sbar M. L., Sykes L. R. Contemporary compressive stress and seismicity in eastern North America.— Bull. Geol. Soc. America, 1973, v. 84.

Sclater J. G. New perspectives in terrestrial heat flow. The Upper Mantle. A. R. Ritsema (Ed.). Amsterdam, London, 1972, N 4.

Schmucker U., Jankowski J. Geomagnetic induction and the electrical state of the upper mantle. The Upper Mantle. A. R. Ritsema (Ed.). Amsterdam, London, 1972, N 4.

Sleep N. H. Sensitivity of heat flow and gravity to the mechanism of sea-floor spreading.— J. Geophys. Res., 1969, v. 74.

Suess E. Das Antlitz der Erde.— Bd. I—III. 1883—1902.

Sykes L. R. Seismicity as a guide to global tectonics and earthquake prediction. The Upper Mantle. A. R. Ritsema (Ed.), Amsterdam, London, 1972, N 4.

Ta-liang Teng. Attenuation of body waves and the Q structure of the mantle.— G. Geophys. Res., 1968. v. 73.

Talwani M., Le Pichon X., Ewing M. Crustal structure of the midocean ridge. 2. Computed model from gravity and seismic refraction data.— J. Geophys. Res., 1965, v. 70, N 2.

Toksoz M. N., Chinnery M. A., Anderson D. Z. Inhomogeneties in the earth's mantle.— Geophys. J., 1967, v. 13.

Turcott D. L., Oxburgh E. R. Convection in a mantle with variable physical properties.— J. Geophys. Res., 1969, v. 74.

Utsu T. Seismological evidence for anomalous structure of island arcs with special reference to the Japanese region.— Rev. Geophys. and Space Phys., 1971, v. 9, N 4.

Vine F. J., Matthews D. H. Magnetic anomalies over oceanic ridges.— Nature, 1963, v. 199.

Von Herzen R. P., Lee W. H. Heat flow in oceanic regions. The Earth's crust and upper mantle. Washington. Amer. Geophys. Union, 1969.

Wilson J. T. Geophysics and continential growth.— Amer. Sci., 1959, v. 47, N 1.

Wyllie P. J. The dynamic earth, v. 5. London, Sydney, Toronto, 1971.

Wyss M. Stress estimates for South American shallow and deep earthquakes.—J. Geophys. Res., 1970, v. 75.

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ

ЗАДАЧИ ИЗУЧЕНИЯ ТЕКТОНОСФЕРЫ ЗЕМЛИ

5

ЧАСТЬ ПЕРВАЯ

ГЕОЛОГИЯ

Глава первая

РЕГИОНАЛЬНАЯ ТЕКТОНИКА МАТЕРИКОВ

(*М. В. Муратов*)

11

1.1. *Главные тектонические подразделения материков*.. 11
1.2. *Основные черты тектоники материков*.. 13

Глава вторая

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ НА МАТЕРИКАХ

(*В. В. Белоусов, Г. И. Рейснер*)

33

2.1. *Современные и неоген-четвертичные тектонические движения* 34
2.2. *Древние (донеогеновые) тектонические процессы* 41

Глава третья

КРАТКИЙ ОЧЕРК ТЕКТОНИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ МАТЕРИКОВ

(*М. В. Муратов*)

66

3.1. *Древнейший этап формирования земной коры*.. 67
3.2. *Обособление складчатых поясов и особенности развития в них геосинклинальных складчатых областей* 69
3.3. *Этап формирования молодых платформ с байкальским складчатым основанием* 70
3.4. *Этап формирования платформ с каледонским складчатым основанием* 72
3.5. *Герцинский этап развития складчатых поясов и образование эпигерцинских молодых платформ* 72

3.6. *Альпийский этап развития Средиземноморского пояса*.. 74
3.7. *Развитие Тихоокеанского пояса*.. 74
3.8. *Общая направленность развития земной коры*.. 76

Глава четвертая
ЭНДОГЕННЫЕ РЕЖИМЫ И ОБЩИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗВИТИЯ МАТЕРИКОВ
(*В. В. Белоусов*)
79

4.1. *Общая характеристика эндогенных режимов материков*.. 79
4.2. *Общая эволюция эндогенных режимов*.. 97
4.3. *Эндогенные процессы в устойчивую геосинклинально-платформенную стадию* 103
4.4. *Ритм эндогенных процессов*.. 103

Глава пятая
ГЕОЛОГИЯ ОКЕАНОВ
(*В. В. Белоусов*)
109

5.1. *Рельеф дна океанов* 109
5.2. *Осадки и породы дна океанов*.. 114
5.3. *Тектоника океанов*.. 118

Глава шестая
ЭНДОГЕННАЯ МЕТАЛЛОГЕНИЯ
(*В. И. Смирнов*)
121

6.1. *Генетическая классификация эндогенных рудных месторождений*.. 121
6.2. *Особенности металлогении океана* 123
6.3. *Особенности металлогении зоны перехода от океана к континенту*.. 130
6.4. *Особенности металлогении континента*.. 145
6.5. *Об источниках вещества эндогенных рудных месторождений*.. 160

Литература (к главам 1—6) 169

ЧАСТЬ ВТОРАЯ
ГЕОФИЗИКА

Введение.. 177

Глава первая
СТРОЕНИЕ ТЕКТОНОСФЕРЫ ПО СЕЙСМИЧЕСКИМ ДАННЫМ
(*Л. П. Винник, Н. И. Давыдова, И. П. Косминская*)
179

1.1. *Структурная сейсмология и ее методы* 179
1.2. *Земная кора континентальных структур*.. 188

1.3. *Земная кора океанических структур*.. 194
1.4. *Структура мантии по сейсмическим данным*.. 204

Глава вторая

СТРОЕНИЕ КОРЫ И ВЕРХНЕЙ МАНТИИ ПО ГРАВИМЕТРИЧЕСКИМ ДАННЫМ
(*В. Г. Козленко, В. И. Старостенко, С. И. Субботин*)

220

2.1. *Краткая характеристика изученности поля силы тяжести Земли*.. 220
2.2. *Методы обработки и интерпретации гравиметрических данных, их роль в изучении тектоносферы*.. 228
2.3. *Истолкование гравитационных аномалий, связанных с глубинным строением Земли*.. 235
2.4. *Строение основных типов геоструктур по данным гравиметрии*.. 244
2.5. *О дальнейшем направлении гравиметрических исследований при изучении тектоносферы*.. 263

Глава третья

СТРОЕНИЕ КОРЫ И ВЕРХНЕЙ МАНТИИ ПО ГЕОМАГНИТНЫМ ДАННЫМ

(*В. П. Головков, А. М. Карасик, З. А. Крутиховская, И. К. Пашкевич, Г. Н. Петрова, Д. М. Печерский, Т. Н. Симоненко, А. Н. Храмов, В. А. Шапиро*)

267

3.1. *Основные характеристики магнитного поля Земли*.. 268
3.2. *Магнитное поле континентов*.. 270
3.3. *Магнитная модель земной коры Украинского щита*.. 277
3.4. *Палеомагнетизм и проблемы геотектоники*.. 280
3.5. *Аномальное магнитное поле океанов*.. 302
3.6. *Аномалии векового хода геомагнитного поля*.. 315
3.7. *Магнетизм горных пород и условия магмообразования*.. 319

Глава четвертая

ТЕПЛОВЫЕ ПОТОКИ ИЗ КОРЫ И МАНТИИ КОНТИНЕНТОВ

(*Е. А. Любимова*)

327

4.1. *Общие сведения о тепловых потоках и методах их изучения*.. 328
4.2. *Региональный тепловой поток и региональное тепло*.. 339
4.3. *Геолого-геофизический анализ данных о тепловом потоке*.. 356
4.4. *«Мохо»-геотермия и геотермический способ определения толщины литосферы*.. 366

Литература (к главам 1—4) 369

ЧАСТЬ ТРЕТЬЯ

ГЕОХИМИЯ

Глава первая

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ЕЕ ОБОЛОЧЕК

(*А. Б. Ронов, А. А. Ярошевский*)

379

1.1. *Введение* .. 379
1.2. *Исходные данные и методы подсчетов* .. 380
1.3. *Химическое строение оболочек* .. 395
1.4. *Заключение* .. 401

Глава вторая

СОСТАВ ВЕРХНЕЙ МАНТИИ

(*Л. В. Дмитриев, В. С. Соболев, Н. В. Соболев, А. В. Уханов, А. Я. Шараськин*)

403

2.1. *Гипербазиты мантийного происхождения и петрохимический состав верхней мантии* .. 403
2.2. *Минеральный состав верхней мантии* .. 411

Глава третья

ОБМЕН ВЕЩЕСТВОМ МЕЖДУ ВЕРХНЕЙ МАНТИЕЙ И КОРОЙ

(*А. А. Маракушев, Л. Л. Перчук, В. С. Соболев, В. В. Хлестов*)

420

3.1. *Восходящие флюиды и магматические расплавы* .. 420
3.2. *Минеральные фации глубинных зон земли и проблема флюидного режима* 421
3.3. *Механизмы дегазации мантии и распределение восходящих флюидных потоков* .. 427
3.4. *Перенос горных пород и минералов мантии в земную кору и из коры в мантию* .. 431

Глава четвертая

ПРОИСХОЖДЕНИЕ МАГМ

(*В. С. Соболев*)

433

4.1. *Современные теории происхождения и эволюции магм* .. 433

Глава пятая

МЕТАМОРФИЗМ И ЕГО СВЯЗЬ С ДРУГИМИ ГЕОЛОГИЧЕСКИМИ ЯВЛЕНИЯМИ

(*Н. Л. Добрецов, В. В. Хлестов*)

446

5.1. *Виды проявлений метаморфизма и факторы, влияющие на степень преобразования пород* .. 447
5.2. *Проблема метаморфических фаций и минералогическая термобарометрия* 450

5.3. *Масштабы миграции вещества при региональном метаморфизме*.. 453
5.4. *Метаморфизм и магматизм*.. 454
5.5. *Метаморфизм и тектоника*.. 455
5.6. *Метаморфические пояса и провинции (корреляция эндогенных процессов)* 458
5.7. *Метаморфические формации и металлогения*.. 464
5.8. *Модели регионального метаморфизма*.. 468

Глава шестая

СООТНОШЕНИЕ МЕТАМОРФИЗМА И АНАТЕКСИСА («ГРАНИТИЗАЦИИ») С ГЛУБИННЫМИ СКЛАДЧАТОСТЬЮ И ДИАПИРИЗМОМ

(Н. Л. Добрецов)

417

Литература (к главам 1—6).. 476

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

НЕКОТОРЫЕ ОБЩИЕ ВОПРОСЫ ДИНАМИКИ ЗЕМЛИ

(В. А. Магницкиц, Е. В. Артюшков)

487

1. *Возникновение проблемы* 487
2. *Внутреннее строение Земли* 494
3. *Напряженное состояние Земли* 497
4. *Теоретическая оценка некоторых вероятных источников напряжений в теле Земли*.. 500
5. *Дифференциация по плотности и движения вещества в недрах Земли* 504
6. *Конвекция в мантии* 507
7. *Гравитационное скольжение* 510
8. *Погружение в мантию литосферных плит* 512
9. *Напряжения, связанные с неоднородностями мощности коры и аномально легкой мантии* 515
10. *Напряжения и деформации в горных областях* 517
11. *Большие горизонтальные перемещения земной коры* 520

Литература 522

ТЕКТОНОСФЕРА ЗЕМЛИ

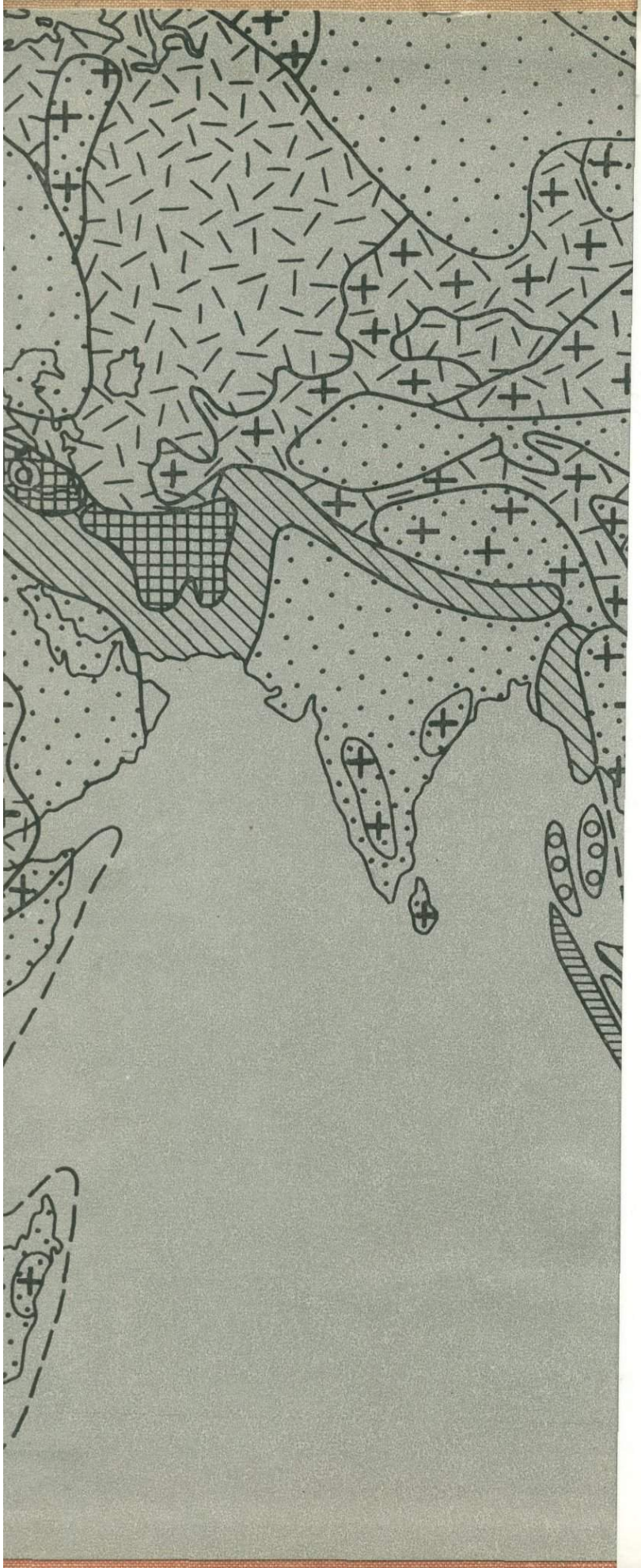
Утверждено к печати ордена Ленина Институтом физики Земли и Научным советом по комплексным исследованиям земной коры и верхней мантии

Редакторы издательства И. М. Ерофеева, Т. С. Баринова, Т. Б. Гришина
Художник А. Г. Антонова. Художественный редактор Н. Н. Власик
Технический редактор О. М. Гуськова. Корректор Е. В. Шевченко

ИБ № 7038

Сдано в набор 09.02.78. Подписано к печати 03.10.78. Т-15034. Формат 84×108 1/16
Бумага типографская № 1. Гарнитура обыкновенная. Печать высокая.
Усл. печ. л. 59. Уч.-изд. л. 61,2. Тираж 2100 экз. Тип. зак. 196. Цена 6 р. 80 к.

Издательство «Наука». 117485, Москва, В-485, Профсоюзная ул., 94а
2-я типография издательства «Наука». 121099, Москва, Г-99, Шубинский пер., 10



6 р. 80 к.

Важнейшая теоретическая и практическая задача наук о Земле на современном этапе — выяснение глубинных причин внутреннего механизма и закономерностей развития во времени и пространстве эндогенных геологических процессов — тектонических, магматических, метаморфических. *Изучение их природы* в настоящее время базируется на комплексном геолого-геофизико-геохимическом подходе, при котором совместно используются методы и данные различных наук о Земле, исследующих ее твердую оболочку.

Эндогенные причины геологических процессов сосредоточены в основном в глубоких слоях земной коры и в верхней мантии — в тектоносфере Земли.

Тектоносфере Земли, ее составу, строению и развитию посвящена монография.

В первой части — «Геология» — рассматриваются результаты проявления глубинных геологических процессов на материках и океанах. Основное внимание уделено материкам: анализируются главнейшие особенности их регионального строения, тектонические процессы, эндогенные режимы и общие закономерности развития. *Геологическое строение океанов* описывается в более общей форме. В конце первой части освещается связь эндогенной металлогении с глубинными процессами, определяющими закономерности формирования и размещения полезных ископаемых в земной коре.

Во второй части — «Геофизика» — *рассматривается состояние основ*ных ее отраслей в тех их разделах, которые имеют своей задачей изучение глубинного строения и развития земной коры и верхней мантии. Здесь суммированы сведения о тектоносфере в свете сейсмических, гравиметрических, геомагнитных и геотермических данных.

В третьей части — «Геохимия» — обсуждаются вопросы состава земной коры и верхней мантии, обмена веществом внутри тектоносферы, происхождения магм, причин и механизма метаморфических процессов.

В Заключении оценивается современное состояние наиболее общих вопросов строения и развития тектоносферы и определяются перспективные направления дальнейших исследований.

Монография составлена большим коллективом ведущих специалистов в области наук о Земле.

2716

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»